

# MÚZEUMI FÜZETEK

## MITTEILUNGEN AUS DER MINERALOGISCH- GEOLOGISCHEN SAMMLUNG DES SIEBENBÜRGISCHEN NATIONALMUSEUMS.

REDIGIERT VON DR. JULIUS von SZÁDECZKY K.

IV. Bd.

1917.

Nr. 1.

### Tuffstudien in Siebenbürgen.

#### III. Die Tuffe des Gebietes zwischen Kolozsvár, Kolozs und Visa.

Mit einer geologischen Karte und 2 Tafeln.

Von Univ.-Professor Dr. JULIUS von SZÁDECZKY K.

In meiner erster Abhandlung<sup>1</sup> über die Tuffe des Siebenbürger Beckens habe ich einen Typus der auf dem gefalteten *Kolozser* Gebiet vorkommenden Tuffe beschrieben, wo sich mehrere gut unterscheidbare Tuffschichten in der Reihe der übrigen lehmigen, sandigen Sedimente finden, mit denen zusammen auch die aus der Tiefe empordrängenden Kochsalz- und Gypsablagerungen vorkommen. Die Kolozser Falte ist eine schräge Falte mit einem abschüssigern südöstlichen Flügel.

In meiner zweiten Abhandlung<sup>2</sup> habe ich die Rolle der Tuffe am Rande des Miocänbeckens auf dem nicht gefalteten Gebiet von *Kolozsvár* erörtert, wo wir im Hójazuge die dicht aufeinander folgenden Tuffschichten gleichsam vereint sehen, zwischen denen jedoch auch Globigerinen führende Mergelschichten in der Reihe der tafelförmig gelagerten Schichten vorkommen. Diese mittlern Miocän-sedimente transgredieren stark über die Reihe der Oligocän- und Eocänschichten hin.

Vom Rande aus den Kolozsvärer Tuffschichten in das Innere des Beckens folgend hatten wir gesehen, dass dieselben an der Ostseite von Kolozsvár, wo die Gypsschichten auftreten, sich weitgehend zerstückelt und abgerutscht zusammen mit den über ihnen noch stark hervortretenden sarmatischen Schichten vorfinden, an

<sup>1</sup> Band II. dieser Hefte Seite 295.

<sup>2</sup> Ebendort III. Band Seite 233.

deren ursprünglicher Stelle auf der Feleker Höhe auch wenig Dacittuff vorhanden ist.

Auf beiden, bezüglich ihrer Tektonik wesentlich von einander verschiedenen Tuffschichten führenden Gebieten finden wir ausser der herrschenden Dacittuffschichten in der Reihe der an die Oberfläche gelangenden tiefsten Miocänschichten auch von den Dacittuffen ganz verschiedene, reinere, aber ganz dünne Schichten bildende *Andesittuff* rein vulkanischer Herkunft. Während diese Kolozsvärer Amphibolandesittuffe höchst wahrscheinlich aus dem Siebenbürgischen Erzgebirge stammen, habe ich einesteils die nahe Ausbruchsstelle der Dacittuffe auf dem Kolozser Farkasesúp festgestellt, andererseits müssen wir eine solche auch westlich von Kolozsvár irgendwo auf dem Randgebiet zwischen Kisbács und Szueság annehmen.

Der Zweck der vorliegenden III-ten Mitteilung ist es, dem Zusammenhang dieser beiden tektonisch verschiedenen Tuffgebiete auf die Spur zu kommen und bezüglich des ganzen Gebietes zu allgemeinen Folgerungen zu gelangen. Als Fortsetzung meiner zweiten Abhandlung beginne ich die Beschreibung mit den Tuffschichten des bereits skizzierten Kolozsvärer Gígánypatak, der in der Nachbarschaft des Békás und Ferseel befindlichen Nagyszoporgruppe.

### **I. Der Kolozsvärer Nagyszopor und seine Umgebung. Die Antiklinale Nagyszopor—Szamosfalva.**

Ausser dem auf der Generalstabskarte „Nagyszopor“ genannten 461 m. hohen Hügel zähle ich zu dieser Gruppe noch den hiervon westlich gelegenen *Szt.-Jakabtere* (449 m.), sowie den südlich sich erhebenden *Borhánas* (472 m.), also den ganzen zwischen dem *Békáspatak* und dessen von Osten kommenden, *Kandapatak* genannten Anfangstal, sowie dem Kolozsvärer *Sóskút-patak* (auch *Zavarospatak* und *Határpatak* genannt) liegenden Hügelzug am rechten Ufer des Szamos.

An sehr vielen Stellen dieses grossen Gebietes ist Dacittuff zu finden, aber meist nur in zerstreuten Scherben oder in einzelnen auf den Ackerfeldern zu mutmassenden Zügen, welche bezüglich der Lagerung nicht immer sichere Schlüsse gestatten, so an der Nordseite der *Szt.-Jakabtere* in ca. 420 m. Höhe, weiterhin am Nordwestabhang in tieferer Lage.

An letzterer Stelle fand ich über dem mit 373 m. bezeichneten Hügeln 1914 in einem kleinen Steinbruch auch zusammenhängend

Tuffe, dessen Schichten unter  $25^\circ$  gegen W einfallen. Die Fortsetzung dieses Zuges ist oberhalb des DANZINGER'schen Meierhofes im Acker sichtbar. An der Südseite dieser Erhebung ist der Tuff gleichfalls in zusammenhängenderen Schichten zu sehen auf dem Grunde des Györgyfalvaer rumänischen Pfarrers in ca 400 m. Höhe, weiterhin an dem gegen den N.-Szopor zu verlaufenden Abhang und auch tiefer unten gegen den Kandabach zu auf dem Weg, wo ich gegen NW fallende Schichten gemessen habe. Weiter unten im Bett des Kandabaches gibt es auch Kochsalzausblühungen.

Im Allgemeinen finden wir in NO-SW-lichem Verlauf mehrere Tuffzüge auf dem Gipfel des Borhânes, am schönsten aufgeschlossen an der Westseite in der Gegend des neuen Weges, wo ich in einem primitiven Steinbruch 1914 35' nordwestliches Fallen des dichten, mehr als 1 m. dicken Tuff gemessen habe, über dem sandige Schichten folgen.

Zwei andere Tuffzüge von ähnlicher Streichrichtung fand ich am SO- und S-abhang des Borhânes, von denen der obere aus dichtem schwachgeschichtetem, der untere jedoch aus festem, gestreiftem Tuff besteht. Im Zuge des letztern findet sich auch dichter, kalkiger Tuff. In der Streichrichtung des an der Westseite des Borhânesgipfel sich ziehenden Tuff über dem am Ostfluss des N.-Szopor befindlichen Kolozsvärer Salzbrunnen, weiterhin über dem Salzwächterhaus, wo die Streichrichtung besser zu sehen ist, finden wir einen längern Tuffzug. Dies sind meist dichte Tuffe, aber beim Salzbrunnen am Rande des alluvialen Sedimentes des Salzaches fand ich 1902. in dem aufgelassenen Steinbruch auch einen Mineraltuff, auf Grund dessen dieser Zug zum untersten (I.) Tuffzug gerechnet werden muss. Weiter oben in ca 380 m. Höhe zu beiden Seiten des vom Gipfel des N.-Szopor kommenden nördlichen Grabens finden wir einen Tuffzug, dessen dichte, weisse, feinkörnige mineralreiche Schichten (II.) dem am Ostabhang des Borhânesgipfels befindlichen obern Tuff ähneln. Derartige Scherben kann man am Nordhang des N.-Szopor auf den Äckern in mehreren Zügen auflesen. An der Ostseite des N.-Szopor in ca 480 m. Höhe ist gleichfalls ein dünnerer Zug zu finden (III.), dessen streifige Tuffe dem an der Ostseite des Borhânes gefundenen untern Tuff ähneln.

Die Lagerung dieser zu der Tuffgruppe des Kolozsvärer Salzbrunnens zu zählenden Tuffe war nicht deutlich zu sehen. Diesbezüglich gibt die NNO-SSW-liche Streichrichtung des im untern Niveau befindlichen Tuff einige Aufklärung. Über dem Salzbrunnen befindet sich ein alter aufgelassener Steinbruch, dessen Schichten

ziemlich steil, bis zu  $35^\circ$  in verschiedener Richtung einfallen namentlich gegen W zu, aber auch gegen SW, offenbar, weil sie abgebrochen sind.

Die Tuffschichten des höheren Niveau verraten nicht ein so starkes Einfallen. Wir sehen hier an dem von Wasserläufen durchfurchten beckenartig sich einkrümmenden Hang vier kleinere Stufen. Diese stehen z. T. mit Brüchen und Rutschungen im Zusammenhang, welche stellenweise die Tuffschichten besser aufschliessen, aber nicht sosehr, dass ihre Lagerung genau bestimmt werden könne.

Diese Tuffe sind alle dicht, z. T. mergelig, schieferig und lassen wegen der geringen Grösse ihrer Körner mit freiem Auge kaum etwas erkennen. Derartige Tuffe nannten die ersten Wiener Aufnahmegeologen in den 60-er Jahren entsprechend dem in einzelnen Gegenden gebräuchlichen volkstümlichen Ausdruck unrichtig „Palla“ (-Schiefer).<sup>1</sup> Diese Tuffe ähneln also mit freiem Auge betrachtet den — in meiner II-ten Veröffentlichung ausführlich beschriebenen — für das oberste Niveau des mittlern Miocän charakteristischen Tuffen. Diese Zeit der Ablagerung scheint nicht nur der Umstand zu bestätigen, dass im Zusammenhang mit diesen Tuffen nicht nur auf den Gipfeln des N.-Szopor und Szt.-Jakabtere im ihren wesentlichen Zügen mit dem Feleker sarmatischen Sandstein übereinstimmende Gesteine und deren zerfallenes Material vorkommen, sondern wir finden auch an vielen Stellen in tiefern Lagen, hauptsächlich an der Ostseite des Nagyszopor reichlich solche abgebrochene und abgerutschte Sandsteingebilde.

Noch wichtiger sind die Versteinerungen, die ich zwischen der untern und mittlern Tuffschicht westlich vom Salzwächterhaus in sandigen, kalkigen Schichten gefunden habe und in deren Fauna nach der Bestimmung Dr. ELEMÉR VADÁSZ' folgende Arten vorkommen: Schnecken und Muschelebryonen, Bryozoa-, Cidaris und Serpula-Bruchstücke; Cythereis sp. (Ostracoda) Otolithus (Solea?) sp., Nodosaria (Dentalina) sp., Pulvinulina Schreibersii Orb. sp., Truncatulina Akneriana Orb. sp., Discorbina sp., Polystomella aculeata Orb., Polystomella striatopunctata F. A. M. sp., Polystomella crispa L. sp., Polystomella macella F. A. M. sp. Auf Grund dieser folgert er auf „ausgesprochen obermediterrane“ aber „starkausgesüzte“-Sedimente.

Die Tektonik betreffend entfalten sich auf diesem grossen Gebiete vor uns die westlichen Flügelteile einer NNO—SSW-lich

<sup>1</sup> Fr. Ritter v. Hauser u. Dr. G. Stacho. Geologie Siebenbürgens 1863. S. 85, 107 u. f.

gehenden Antiklinale, deren Achse von der Borhánesspitze über den Kolozsvärer Sósút zum Borzás geht. Es scheint, dass auf dem westlichen Flügel dieser Hauptfalte auf dem Szt.-Jakabtere auch ein sich wiederholender Anhang vorkommt.

Die an der Bildung der Antiklinale teilnehmenden Gesteine sind die folgenden: Um den auf dem Grunde des Salzbrunnen voraus zu setzenden Kochsalzkern ist dichter Mezöséger Globigerinenmergel. Hierauf folgt der meistens dichte Tuff, der untern Tuffgruppe (I.) durch Mergelschichten voneinander getrennt. Der Tuff beträgt in dem 6 M. dicken Aufschluss des verlassenen Steinbruches insgesamt ungefähr 3 M. In der die zwei untern Tuffschichten voneinander trennenden Reihe ist auch gypsführender Mergel. Über der ersten Tuffgruppe folgen mit Mergeln abwechselnde feinkörnige, sandige, kalkige Schichten mit der oben aufgezählten, mittelmiozänen (obermediterranen) Brackwasserfauna.

Zwischen dem dichten Material der über dem untern Tuff auf 30–40 m. folgenden mittleren Tuffschicht (II.) kommt auch ein wenig mineralienreicher Tuff vor. Über diesem in einer Höhe von 15–20 m. folgt dann der obere Tuff (III), zwischen dessen Gliedern auch einesteils dünne, dichte, streifige, Tuffschichten, andererseits verkalkende Tuffschichten vorkommen. Hierauf folgt auf der Spitze des Nagyszopor als auch des Szt.-Jakabtere, der mit dem Feleker übereinstimmende gröbere Sandstein.

Die langen Tuffzüge wie auch das an mehreren Stellen gut sichtbare Einfallen der Schichten machen das Bild genügend erkennbar. Also sich von der Kolozsvärer Umrandung entfernend, sind die Schichten viel weniger zerrissen, herabgeglitten, als auf der in der II. Abhandlung besprochenen Feleker Lehne.

Von der Borhánestető südlich in  $\frac{3}{4}$  Km. Entfernung fallen die Schichten schon steil gegen N ein, folglich setzt sich die Antiklinale des Kolozsvärer Sósút gegen Felek nicht weiter fort. Hierher kommt von Pata aus in der Richtung des Vervölgy eine Antiklinale. Dagegen kommen auch auf der nördlichen, gegen den Sósút führenden Weg an mehreren grösseren Stellen den vorigen ähnliche dichte Tuffe vor, in deren Richtung sich, jenseits des Eperjes Baches gegen den Eperjestere, diese Antiklinale weiter zieht. An diesen Tuffen entlang von dem Kolozsvärer Salzbrunnen N-lich 1 km. weit auf dem rechtseitigen Abhang des Baches ist unter einem, auch auf der Karte eingezeichneten Brunnen ein deutliches Salzgebiet.

N. östlich hiervon auf dem auf der rechten Seite des Baches sich erhebenden Ackerfeld Namens Csurgó treffen wir ein ansehnliches

Tuffgebiet auf beiden Seiten des Hügels, wo man denselben 1902. in Steinbrüchen gewann. Auf dessen Seite gegen Szamosfalva habe ich in dem 2 M dicken Tuffaufschluss ein NW-liches 16° betragendes Einfallen gemessen. Der mit 425 m. bezeichnete *Borzástető* erhebt sich aus dem Csurgó. An dessen gegen NNO fallendem Abhang war 1902. auch ein Steinbruch, in welchem die Tuffschichten unter 30° gegen OSO sich neigten. Dies sind dichte Tuffen, in denen stellenweise untergeordnet auch graue Streifen, mit Diagonalschichtung erscheinen. Unterhalb in dem Graben des gegen K.-Pata führenden Fahrweg, habe ich in der mit Mergel abwechselnden 1 dm. starken Tuffschicht ein 40° betragendes O-liches Einfallen gemessen. Es ist also nicht zu zweifeln, dass sich diese Antiklinale gegen den Szamos weiter zieht, an deren Verlauf die mit Salzgewächsen bedeckte Patarét und weiter der von dem Friedmannschen Meierhof westlich auf der rechten Seite des Szamos (Kote 311 m.) befindliche Salzteich liegt. Von diesem Teiche NNO-lich fallen auf der rechten Seite des Szamos die glimmerreichen Mergelschichten sanft gegen SO ein. Die zu dem östlichen Flügel dieser Falte gehörigen, im Folge des Abbruchs verschiedenartig, im Ganzen aber östlich einfallenden Tuffschichten, finden wir auf der Spitze der dem Kolozsvärer Salzbrunnen gegenüberliegenden, von der rechten Seite des *Határ* (Sós) *patak* kommenden *Kölemenárok* genannten Kluft, über derselben Sandsteine, zwischen diesen auch concretionale runde Gebilde. In der Richtung des Streichens dieser Tuffe, 1 km. südwärts, ist auf der westlichen Seite des Hügels ein tuffiger Zug zu sehen, welchen man mit kleinern Unterbrechungen 1½ km. lang in südlicher Richtung über die *Cseretető* auf der westlichen Spitze des Határdomb (auf der Karte Sub. Sipotele) verfolgen kann. Über diesem liegt hier Sandstein. Diese Schicht führt hinüber zu der Antiklinale des Vervölgy. Die Glieder dieser tiefern Tuffzüge zeigen sich auf der westlichen Seite des Határdomb, über der Quelle des *Nóta Pista* und weiter NO-lich auf der Wiese.

#### Die Tuffe der Nagyszoporgruppe unter dem Mikroskop.

Damit wir diese Tuffe mit den in meinen vorigen Mitteilungen eingehend behandelten Tuffen näher miteinander vergleichen können, beziehungsweise, damit wir diese, wegen ihrer Kleinkörnigkeit mit freiem Auge meistens nicht prüfbar und somit gar nichts verratenden Gebilde kennen lernen, bedarf es einer eingehenden mikroskopischen Untersuchung.

Ich schicke schon hier voraus, dass sich das mikroskopische Bild dieser Tuffe demnach bedeutend verändert, ob das Gestein frisch oder infolge der Verwitterung an der Oberfläche zu einem weissem porzellanartigen Gebilde geworden ist.

Aus dem untern Tuffzug in dem *an der Westseite des Borhânes* liegenden Steinbruch habe ich solches wohlerhaltenes Gestein gefunden, welches auch mit freiem Auge lebhaft an den beschriebenen, frischen, dichten Tuff aus dem Vadasârok, südlich von Kolozsvâr erinnert. Dies ist wesentlich feiner Bimssteintuff dessen 20–40  $\mu$  lange, dünn aufgeblasenen, spitzendigen Glasfäden, locker in wirren Haufen wie geschorenes Haar, sich in flaumartigen, pelitischen, tonigen Mergelsedimenten zusammenhäufen. Es sind auch kleinere dichte, nicht nur farblose, sondern auch färbige Glassplitter zwischen ihnen, weiterhin *Muskovitglimmer*fäden, wenig Quarz und Feldspat. Die Glasgebilde machen ungefähr die Hälfte des Gesteins aus und seine feinen Fäden blieben im weichen Ton unversehrt. Ein anderes hierher gehöriges Gestein enthält noch feinere, ähnliche wirre, manchmal gabelartig endende 25  $\mu$  lange Fäden und es sind in ihm noch mehr, ungefähr  $\frac{2}{3}$  des Gesteins ausmachende nicht vulkanische tonige, glimmerige Gebilde, zwischen denen hie und da zerstreut auch kleinere Kalkkörnchen vorkommen.

In den verwitterten Tuffen ist es schwer, die ursprünglich gesondert stehenden Glasteile von einander zu unterscheiden, denn manchmal verschmelzen sie bis zur Unkenntlichkeit mit einander, nur hie und da bleibt ein Stück, welches gewöhnlich verrät, dass ihre Grösse die der in ihnen befindlichen Mineralien wie: Glimmer, Feldspat, Quarz fast erreicht. In dem einen ist mehr kalkiger Ton und neben den vorher erwähnten Mineralien auch kleine *Kalksteinstückchen* vorhanden. In einem andern aber erscheinen zwischen den tonigen Partikeln auch kleine 20–30  $\mu$  grosse globigerinenartige, dünne, kalkschalige Kugeln, weiterhin sehr kleine Kugelgebilde, von einigen  $\mu$  Durchmesser, welche Strahlen mit negativer Doppelbrechung aufweisen. Ausser diesen befinden sich in ihnen, an Blumenblätter erinnernde, der Länge nach negative, stark doppelbrechende sphärokristalline Gebilde.

Die dichten Tuffe des über dem Kolozsvârer *Salzbrunnen* befindlichen, alten Steinbruchs sind auch diesen ähnliche, dichte, verwitterte Tuffe, deren mikroskopisches Bild das folgende ist: In dem einen harten, festen Tuff sehen wir bei kleiner Vergrösserung in zerstreutem Licht, ein ineinander laufendes, dichtes Netz von kleinen gekrümmten Fäden. Der überwiegende Teil ist amorphes Glas, nur

höchstens der zehnte Teil ist fremder, meist aus dem kristallinen Schiefergebirge stammender 40–60  $\mu$  grosser Quarz, Muskovit, Chlorittrümmer und Limonitbüschel, zerstreut zoogloenartige<sup>1</sup> Punkte. Das Glas ist rein, weiss, dicht, z. T. fädig, löcherig. In den Löchern sind gelbe, einige  $\mu$  grosse sekundäre Gebilde von Ziegelform, 50  $\mu$  grosse Tonverunreinigungen sind in ihm nur wenig.

Es ähnelt diesen auch ein anderer und dritter hier gehöriger Dacittuff, welche indessen grosskörniger sind, insoweit als die mittlere Grösse des in grösserem Masstabe als vorhin vorkommenden kristallinen Schiefers und der Mineraltrümmer 100  $\mu$  ist. Zwischen diesen kommt auch basischer *Plagioklas* vor, manchmal mit *Quarz* verwachsen, selten auch *Biotit*.

Zu der tiefsten Tuffschicht dieses Steinbruchs muss ich noch den 1903. von hier gebrachten z. T. sehr limonitreichen Mineraltuff zählen, in welchem wir mit dem Mikroskop 1 mm. grosse und kleinere, meist Dacitmineralkörner, besonders viel *Plagioklas* treffen, welches vorherrschend  $\frac{1}{8}$ – $\frac{1}{4}$  mm. grosse, z. T. zonenartige Bruchstücke sind, weiterhin *Biotit* und *Quarz*. Ausser den veränderten, bimssteinigen Glasfäden und der kristallinisch gewordenen Dacitgrundmasse finden wir wenig alten zertrümmerten *Quarz*, *Quarzit* und andere alte Mineralien und Gesteinstrümmer.

Der zwischen der I. und II. Tuffgruppe befindliche kleine organische Gebilde enthaltende Kalksand besteht vorherrschend aus  $\frac{1}{8}$  mm. grossen, doch auch  $\frac{1}{2}$  mm. erreichenden Quarzkörnern, zwischen denen kristalline Schiefertrümmer, weiter reichlich *Muskovit*, *Mikroklin* und anderer Feldspat, in einigen verschiedenartige Glasbruchstücke sich befinden. Im Dünnschliff eines andern von hier stammenden Sandsteins umgibt ein 150  $\mu$  grosses undulös auslöschendes Quarzkorn eine 15–30  $\mu$  dicke körnige Kalkhülle.

In einen dritten von hier stammenden Versteinerungen führenden Sandstein vermehrt sich schichtweise auch der Kalk und es kommen auch Lithothamnienbruchstücke darin vor.

Die Glieder des II. Tuffzuges sind z. T. den Gliedern des I. ähnliche Tuffe mit kleinen Glasfäden, Ton und wenig Sand, in welchen 20–30  $\mu$  grosse mit gekrümmten Seiten begrenzte Glasstückchen und Stäbchen und bis zu 35  $\mu$  Länge sich erhebende Glasfäden und Sandsteinstücke gemischt sind mit ebensoviel, oft doppelt soviel nicht vulkanischem, wenig kleinem 10–20  $\mu$  grossem Glimmer und mit noch weniger Quarz enthaltenden Tonsedimenten. Der Ton ist zum

<sup>1</sup> Band III. Heft 2. dieser Hefte. Seite 276.



grössten Teil isotrop und enthält nur wenig kristallinisch ausgebildete Teile. Aber es sind dazwischen auch grösserkörnige aus 60  $\mu$  grossen Glassplittern bestehende tonige Sedimente, welche indessen Mineralbruchstücke, Muskovit, Quarz in noch geringerem Masse enthalten.

Einen auffallendern neuen Zug verrät die *III. Tuffschicht*, zwischen deren Gliedern wir einesteils dichten geschichteten Tuff, andernteils verkalkten Tuff, der mit freiem Auge Kalkstein oder Mergel zu sein scheint, finden. Die erste von diesen, der streife Tuff enthält bei weitem mehr und grössere Mineralien, als wir sie in dem in dem I. und II. Zug herrschenden Gestein kennen gelernt haben. In einem der untersuchten Gesteine, im Tuffe, der unter dem 461 m. hohen, breiten, sandigen Gipfel des Nagyszopor von der östlichen Seite stammt, und verkalkt verwittert ist, herrscht der glasige Bestandteil stellenweise sehr stark; dazwischen sind verwitterte Bimssteinbruchstücke kleiner als  $\frac{1}{2}$  mm. vermisch mit Ton und Mergel. Es wechselt ein solcher Streifen gelegentlich mit einer solchen im Ganzen  $\frac{3}{4}$  mm. dicken Schicht, in welcher aus dem kristallinen Schiefergebirge stammende Sandsteinkörner, besonders *Quarz* vorherrscht, neben welchem kristalline Schiefertrümmer 50–150  $\mu$  grosser Muskovit, wenig *Plagioklas* (Oligoklas—Andesin), 200  $\mu$  grosser *Granat*, wenig *Amphibol* und *Limonit* vorkommt. Kleine Kalksteinstückchen, Kalkschalenbruchstücke sind in nicht grosser Zahl vorhanden, ebenso Kalkausscheidungen. Die einschliessenden Bimssteinkörner sind umgewandelt und haben sich zu löchrigem, fädigem Stoffe derart verwoben, dass man sogar ihre ursprüngliche Grösse nicht beurteilen kann. Diese beginnen sich zu doppelbrechenden Gebilden umzukristallisieren.

In einem andern hierher gehörigen untersuchten, spröden streifigen Tuff sind die Sandkörner noch grösser bis zu  $\frac{3}{4}$  mm. Grösse. Gegenüber dem vorigen fehlen in diesem vollkommen die sandigen Kalkbröckelchen, enthalten aber viel *Feldspat*bruchstücke von denen sich eines als Andesin ( $Ab_3$   $An_2$ ) erwiesen hat und einzelne enthalten Glaseinschlüsse. Weniger als Feldspat ist *Quarz* und noch weniger *Muskovit* darin. Ausser den grössern vulkanischen Mineralien sind noch kleine kristalline Schieferbruchstücke vorhanden. Dies sind solche Erscheinungen, welche auf litorale Sedimente schliessen lassen, was auch der Umstand verständlich macht, dass wir schon zwischen der I. und II. Tuffschicht sandige Brackwasser Sedimente erkannten.

Zu dieser obern Tuffschicht gehört vielleicht von dem vorigen

NW-lich, unter der sandigen Spitze des Szent Jakabtere, der über dem Danzinger—Meierhof gefundene, verwitterte tonige Tuff, dessen ca. 20-ten Teil der verkalkte Teil ausmacht. Es fand sich in ihm 25  $\mu$  grosser *Quarz*, 22  $\mu$  grosser *Plagioklas*, 4  $\mu$  grosser *Haematit*.

Zu der obern sandigen Tuffschicht gehört oberhalb, am Rande des Gipfels des Szent Jakabtere, das verwitterte Gestein des auf der westlichen Seite befindlichen 1 m. starken Tuffaufschlusses, den unter dem Mikroskop bei kleiner Vergrösserung das wellige, streifige, schaumige Gewebe verrät. Bei starker Vergrösserung sehen wir in ihm Gebilde mit negativem Charakter, die durch Umkristallisation entstanden sind, weiterhin stellenweise limonitische Perlenreihen. Auch aus dem Grundgebirge stammende, zertrümmerte 45  $\mu$  grosse *Quarzkörner*, *Muskovit* und *Chlorit*gebilde finden sich in ihm, sowie stellenweise reichlich Kalkausscheidungen.

In einem andern hierher gehörigen verkalkten Sand—Mergel sind 7—20  $\mu$  grosse, runde Mikroorganismen ähnliche Sphaerokristalle von positivem und negativem Charakter und Blumenblättern ähnliche Gebilde. In dünnen Streifen ändert sich in ihm die Menge der Ton- und Sandteile. Der 26  $\mu$  grosse *Quarz* gehört schon zu den grössern. Viel kleiner sind die *Muskovit*fäden. Im Zusammenhang hienit steht ein Gestein, dessen herrschender Teil amorphes Glas ist, das zu vertonen anfängt.

Ein anderes charakteristisches oberes Tuffglied ist der verkalkte Tuff, in dessen von der östlichen Seite des Borhánés stammenden untersuchten Stellen nur sehr wenig kleine Bimssteinfäden und einige  $\frac{1}{2}$  mm. grosse und noch kleinere *Oligoklas*-Feldspatkörnchen zu erkennen sind, neben andern zonenartigen Zwillingsfeldspatbruchstücken, welche eine im Durchmesser 50—150  $\mu$  betragende Häufung von *Kalcit*individuen als stark vorherrschender Teil des Gesteines umgibt. Die Feldspate sind alle rein, *Quarz* kommt nicht vor. Aber das Gestein hat auch einen grössern Teil, in welchem wir zwischen den selten eine Rolle spielenden Mineralien 1 mm. grosse unversehrte *Plagioklaskristalle* finden. In diesem Teil nähern sich auch die einschliessenden *Kalcitkristalle* der Grösse von 1 mm.

Es ähnelt diesem der von dem östlichen Abhang des *Nagyszopor* stammende, verkalkte Tuff, in welchem wenig z. T. mikroperthitisches Gewebe aufweisende Feldspatbruchstücke, zwischen diesen 140  $\mu$  langer *Oligoklas-Albit* sind mit wenig 90  $\mu$  langen *Muskovit*streifen. Es kommen kleine *Limonit*punkte vor sowohl in diesem wie auch in einem andern, von den nördlichen Ausläufern

des Nagyszopor stammenden, verkalkten Tuff, dessen  $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{4}$  Teil 40  $\mu$ , ausnahmsweise 150  $\mu$  lange Glaskörner, Splitter und verkalkende Bimssteinfäden bilden. In diesem habe ich 26  $\mu$  grosse Quarzkörner gefunden. In einem andern verkalkten Tuff, der vom OSÖ-lichen Abhang des Borhánsgipfel stammt, finden sich auch 2 mm. grosse Bimssteinfäden, neben wenig Feldspat und limonitischem Mergel, es zeigt also das Gestein ein breccienartiges mikroskopisches Bild. Die Hauptachse des Calcit steht gewöhnlich, aber nicht immer normal auf die Richtung der Bimssteinfäden. Wie wenn wir es hier nur mit wenigem Überbleibsel des tonigen Bimssteintuff zu tun hätten. Solchen verkalkten Tuff finden wir oft an der nördlichen Seite des Nagyszopor und Szent Jakabtere. Ungefähr die Hälfte des von letzterem Orte stammenden Gesteins bildet eine Anhäufung von wirrem Bimsstein und dichten Glassplittern, deren grösster Teil  $\frac{1}{10}$  mm. gross ist und sich höchstens bis zu  $\frac{1}{2}$  mm. erhebt. Die meisten sind sehr feines, aufgeblasenes in Fortsätzen endigendes Glas, aber es gibt zwischen den dichten auch solche, welchen reichlich Belonit, Longulit, sogar Trichit enthalten. Zerstreut finden sich auch braune, faserige, schwach umkristallisierte der Länge nach negative Glasstückchen. Nur sehr wenig Plagioklastrümmer sind in ihm und Quarz, welcher eine Seltenheit ist. Die einschliessenden Calcitindividuen haben einen  $\frac{3}{4}$  mm. grossen Durchmesser. Der auf der NÖ-lichen Seite des Nagyszopor gefundene, verkalkte Tuff ist viel feinkörniger, vorherrschend 30–40  $\mu$  gross, es scheint, dass er ursprünglich aus der Verkalkung von lockeren Mergelsedimenten stammte. Nur dessen vierter Teil besteht aus Glassplittern, das übrige ist feinkörniges Kalkgebilde.

Es scheint, dass in einzelnen Depressionen eines warmen, trocknen Klimas ausgeschwämmt Kalk diesen Tuffen das kalkige Material gab. Die Grösse der gebildeten Calcitkristalle hängt von der Grösse der sandigen Tuffkörner ab. Der Tuff des von Szamosfalva SÖ-lichen Csurgódomb ist mit dem Mikroskop untersucht z. T. toniger Tuff, dessen feine Glasfäden in Ton gebettet sind, in welchem wenig 35  $\mu$  grosser Quarz und Muskovit vorkommt. Andererseits sind dies grösserkörnige, bis  $\frac{1}{2}$  mm. sich erhebende, mit Sandschichten wechselnde Tuffsedimente, in deren einzelnen Schichten die aus kristallinem Schiefer stammenden Mineralien sich anhäufen: Quarz, Muskovit, Feldspat, aber ausnahmsweise auch 80  $\mu$  grosser, grünger Turmalin.

## II. Die Umgebung der Szamosfalvaer Salzbrunnens.

Im Zusammenhang mit der Nagyszopor-Szamosfalvaer Antiklinale erwähne ich den Szamosfalvaer Salzbrunnen, welcher 3 km. SÖ-lich von der Gemeinde im Überschwemmungsgebiet der Szamos, auf der linken Seite des beim *Csonthegy* mündenden Sós-patak (= Salzbach) demnach ausserhalb der vorigen Antiklinale als zwischen deren östlichen Flügel und die benachbarten Dezmérer Antiklinale eingekeiltes Glied erscheint. Der Salzbrunnen ist an der NO Umbiegung des vom Pata in NW-licher Richtung kommenden Tales, wo sich das alluviale Tal dreieckartig erweitert.

Es erheben sich auf allen drei Seiten Hügel mit steilen Abhängen; auf jedem dieser habe ich mehrere Tuffschichtreihen getroffen, nämlich auf der westl. Seite, entlang des zum Tale des Kolozsvärer Salzbrunnen führenden Weges zwei: eine ungefähr in der Mitte der Lehne, die andere in 40 m. Höhe darüber; auf der südl. gegen den Budunus führenden von Gräben durchzogenen Seite drei durch 20 m. dicke Zwischenlangen von einander getrennt. Die untere von diesen oberhalb des Hauses des Salzbrunnenhüters in 20 m. Höhe, diente anfänglich als Steinbruch. Auf der östl. Seite am Abhang des Tamásy- (neuerdings Staats-) meierhofs unterhalb sind ebenfalls drei Tuffschichten, von denen die untere (I.), welche unter  $36^\circ$  gegen ONO fällt 2 m. mächtig ist, die über ihr in 35 m. Höhe folgende (II.) Tuffschicht ist kaum dicker als 1 m., über dieser folgt in 8 m. Höhe ein noch dünnerer 1 m. dicker hierher zu zählender Tuff, der unter  $20^\circ$  einfällt. Weiter SÖ-lich ist auf dem obern Teil des Hügels der dritte Tuffzug sichtbar, den in seiner südl. Fortsetzung von einer langen Reihe von Steinbrüchen aufgeschlossen ist. Das Einfallen von diesen ist viel schwächer als das der tiefern. Über diesen sind Sandablagerungen, mit Concretionen, welche vielleicht schon den sarmatischen Ablagerungen entsprechen. Die Schichtenfolge können wir deutlich genug in den Gräben westl. vom Meierhof sehen, wo wir uns auch davon überzeugen können, dass zwischen den Tuffschichten der Mergel vorherrscht, den lockerer Sand oft unterbricht. Aber harter, gröberer, dem Feleker ähnlicher, nur untergeordneter d. h.  $\frac{1}{2}$  m. dicker Sandstein, der selten schotterig wird, ist auch zwischen dem Mergel unter dem II. Tuff vorhanden. Diese Schicht besteht grösstenteils aus Quarzkörnern, aber es gibt auch nussgrossen, permischen Sandsteinkiesel, den feineren, sandiger Kalkbindestoff zusammenhält, darin.

Die einförmigen steilen Abhänge, der den Szamosfalvaer Salz-

brunnen umgebenden drei Hügelzüge, aber besonders die an ihrem Aufbau teilnehmenden Tuffeinlagerungen lassen auf ein breites Gewölbe schliessen, dass sich um den Szamosfalvaer Salzbrunnen erhebt. Leider kann ich dies auf der W-lichen und südl. Seite nicht mit Schichtenmessungen begründen, denn auf diesen Ackerfeldern gibt es keinen messbaren Aufschluss. Aus dem regelmässigen Verlauf der Tuffschichten, besonders auf mehreren, ähnlichen Tuffzügen, die den breiten Budunus nicht nur auf der nördl. Seite, sondern auch auf der SÖ-lichen umgeben, welche auch auf der Seite des breiten zwischen Budunus und Határdomb befindlichen mittlern Hügelzug hie u. da erscheinen, muss ich schliessen, dass wenigstens die obere Tuffschicht annähernd horizontal gelagert ist.

Die obere Tuffschicht des Budunus scheint auf dem Határdombgipfel mit der oberen Tuffschicht der Kolozsvärer Salzbrunnenantiklinale in Zusammenhang zu treten. Auch deren Zug zwischen dem Szamosfalvaer Salzbrunnen und dem Vervölgy verrät auf einem Gebiet, das Erosion durchfurchte und das mit Wald bedeckt ist, eine im Ganzen genommen tafelförmige Ausbreitung südl. von der kegelförmigen Erhebung, welche den Salzbrunnen umgibt. So schiebt sich ein ansehnlicheres dreieckiges Gebiet, einerseits zwischen den Kolozsvärer Salzbrunnen, andererseits die Dezmerer und von Süden, zwischen die Antiklinale des Vervölgy.

Die nördliche Fortsetzung der Tuffschichten jenes Hügelzuges, welcher sich auf der östl. Seite des Szamosfalvaer Salzbrunnens erhebt, sehen wir deutlich am *Csonthegy* dessen Gerüst im Wesen die stark gefalteten Tuffschichten geben. Die Lagerung des Tuffes können wir am besten am südl. Abhang des Hügels, links vom Sospatak sehen. Dieser Bach biegt beim Salzbrunnen nach NNO, vor seiner Mündung in den Szamos nach NO, ja sogar nach O. Hier fällt die Tuffschicht des untersten (I.) westl. Zuges unter 45° nach O., gehört also zum west. Flügel der Antiklinale, welche von der Kolozsvärer Salzquelle kommt. Die darüber befindliche II. und III. Tuffschicht zeigen ein ähnliches Fallen und Streichen am *Csonthegy*, von wo sie sich zu deren südl. Nachbarn dem *Zepogya* ziehen. Für die SÖ-liche Fortsetzung der an der östl. Seite des Szamosfalvaer Salzbrunnens sich hinziehenden unteren Tuffschicht halte ich den Tuff, der über dem Salzbrunnen am Grunde des 2 km. von Kolozspata kommenden Tales bei einer Salzquelle vorkommt, von dem östl. an der Seite des auf der Karte mit Sigului bezeichneten Hügel auch die Tuffe der höhern Niveaus sichtbar sind.

### Das mikroskopische Bild der Tuffe aus der Umgebung des Szamosfalvaer Salzbrunnens.

Die Tuffe des sich auf der östl. Seite des Szamosfalvaer Salzbrunnens hinziehenden, langen Zuges, sind wie überhaupt die Tuffe des zu besprechenden Gebietes feinkörnig, welche sich in geringerem oder grösserem Masse mit nicht vulkanischen Sand und Mergelschichten mischen, so dass man die isolierten Stücke der einzelnen Tuffzüge nicht genau von einander unterscheiden kann. Den ganzen Zug ins Auge fassend treffen wir dennoch charakteristische Unterschiede, nicht nur in ihrer verschiedenen Dicke, sondern auch darin dass sich der Tuff der untern (I.) Schicht oft mit feinem Ton mischt. Dieser enthält am Csonthegy auch viel Biotit. Der untersuchte untere Tuff des Csonthegy ist stellenweise genügend reines, vulkanisches Material, indem Muskovit sozusagen ganz fehlt. Schichtenweise vermehren sich in ihm die meist 100  $\mu$  grossen, vulkanischen Mineralbruchstücke, u. z. vorherrschend Feldspat, aus welchem Oligoklas bestimmt wurde. In einigen Feldspäten kommen auch Glaseinschlüsse vor. Wenig 250  $\mu$  erreichender Biotit und noch weniger Quarz ist darin vorhanden. Der vorherrschende Teil dieses Gesteins ist wirres, vulkanisches Glas, von verschiedener Grösse, meist Bimsstein, von dem in den gröbern Schichten auch ein halb mm. grosse Stücke sich finden, weiter kleine wasserklare Glassplitter. Diese sind in feinem Glasstaub eingebettet, welcher zu verwittern anfängt und z. T. auch mit Eisen gefärbt ist. An einzelnen Stellen besteht das Gestein nur aus solchen Glasstreifen, welche aus den erwähnten kleinern Bruchstücken entstanden.

Die unterhalb des staatlichen Meierhofs liegende unterste Tuffschicht erscheint mit freiem Auge gesehen als reiner, durch vulkanische Mineralien sandiger Tuff. Auch unter dem Mikroskop herrscht in ihm der Glasstoff und Dacitmineralien vor, im Feldspat finden sich aussergewöhnlich viele Glaseinschlüsse. Ausser den vulkanischen Mineralien sind in ihm reichlich fremde Mineralbröckel: Quarz, Muskovit, Epidot, grüner Amphibol, Feldspat, Biotit, wenig Kalkkörner, weiter kristalliner Schiefer. und Gesteinbröckel von Tonschiefer. Die Grösse der Körner geht von einigen  $\mu$  bis zu  $\frac{1}{2}$  mm. In diesen sind kleine Mikroorganismen, dazwischen auch amorphe, runde Gebilde von einigen  $\mu$  Durchmesser; in Bezug auf diese schreibt mein College Dr. STEPHAN v. GYÖRFFY, Professor der Botanik, der auf meine Bitte so freundlich war, diese zu untersuchen: „die Schalen, ohne jede Struktur, leer und mit glatter Oberfläche, sind wahrscheinlich niederere Pflanzen, oder tierische Cystenüberbleibsel,

von der Grösse von 10—11—12  $\mu$ . In einem andern hierher gehörigen, tonigen Gestein sehen wir 100  $\mu$  grosse Bimssteinfäden in wirrem Haufen in Ton gebettet.

Wenn in der oberhalb des Szamosfalvaer Salzwächterhauses in einer Höhe von 20 m. vorkommenden untern Tuffschicht auch viel nichtvulkanische Mineralien vorkommen, wie Quarz, der vorherrscht, Muskovit, Schieferbrocken, seltener grüner Amphibol, Granat, blaubrauner Turmalin, so sind auch vulkanischer Plagioklas, Biotit, brauner Amphibol in dem stark vorherrschenden Tuffmaterial vorhanden. Das Glas herrscht hier so sehr vor, dass die Mineralien nur den dritten bis fünften Teil des Gesteines bilden.

Der Dacittuff in dem von Pata kommenden Tal 2 km. oberhalb des Szamosfalvaer Salzbrunnen bei der Salzquelle, besteht unter dem Mikroskop aus ziemlich reinem Dacitmaterial, in welchem ausser den Glasgebilden  $\frac{1}{4}$  mm. grosse Mineralkörner vorkommen, besonders Plagioklasfeldspat mit braunroten, negativen kristallförmigen Glaseinschlüssen, Biotit, eine 60  $\mu$  grosse Apatitsäule, wenig Magnetit, aber 200  $\mu$  grosse Andesitgrundmassenkörnchen, mit vielen schiefen (unter  $33\frac{1}{2}^\circ$ ) auslöschenden Plagioklasleisten. Ausser diesen finden wir Körner von kristallinem Schiefer in geringer Menge. Die Mineralkörner machen zusammen ungefähr den 5-ten Teil des Gesteines aus.

Der untersuchte Dacittuff aus der II. Tuffschicht des Csonthegy ist feinkörniger als die erste Tuffschicht dieses Berges, meist 50  $\mu$  gross und erweist sich als weniger reiner, vulkanischer Stoff. Zwischen den vorherrschenden, verwitterten Glasfäden und Körnern ist ziemlich viel Muskovit, zertrümmerter Quarz und andere alte Mineralien: Feldspat, Biotit und kristalline Schieferkörner.

Auch im Graben unterhalb des Staatsmeierhofs finden wir reinern Glastuff, in welchem neben Andesin-, Labradoritbruchstücken vulkanischer Quarz und Biotit eine Rolle spielen, aber auch kleine fremde, hauptsächlich kristalline Schiefermineralien und Gesteinskörner, hauptsächlich in einzelnen Streifen, zwischen denen 120  $\mu$  grosse Zirkonkörner vorkommen. Aber in dieser Reihe ist auch 30  $\mu$  grosser, von Glasfäden durchzogener Mergel, in welchem nur die Muskovitfäden 50  $\mu$  erreichen. Das Mass der kleinsten Flaume ist 2—3  $\mu$ . In diesem Gestein macht das glasige Dacitmaterial nur  $\frac{1}{4}$  aus.

Die III. Tuffschicht unterscheidet sich von den untern dadurch, dass sie im Ganzen nicht nur weniger dick, als diese, sondern auch weniger rein, verhältnissmässig mit vielen Mergel oder Sandteilen gemischt ist. In diesen zeigen sich oft Pflanzenreste weiter begin-

- nende Verkalkung. Pflanzenreste habe ich westlich von Dezmér im Tuff des Kriesenytető gefunden.

Der oberste Tuff westlich vom Gipfel, der auf der Karte mit „Tamásy tn“ bezeichnet ist, ist sehr sandiger Tuff, der unter dem Mikroskop ungefähr zur Hälfte aus Mineralteilen besteht, aber deren grösserer Teil aus älterem Gestein stammt: hauptsächlich zertrümmerter Quarz, lange Muskovittfäden, Calcitstückchen, kalkige Schalenbruchstücke, einige  $\mu$  grosse, mit schwarzem Kreuz auslöschende kugelige Gebilde. Die Grösse der Körner ist zwischen  $\frac{1}{4}$ – $\frac{1}{2}$  mm. Es finden sich auch wenig Feldspat- und Kalksteinbruchstücke dazwischen. Randlich umgebildete, feine Glasfäden machen nur ca den 4-ten Teil eines andern hieher gehörigen Tuffgesteins aus, welches mit Mergelsediment gemischt, wenig fremde Mineralkörner enthält. Das andere untersuchte, von hier stammende Tuffgestein ist ein ähnliches, unreines, sandiges, Kalksteinkörner enthaltendes oder verkalkendes Gestein.

Ein drittes untersuchtes feinkörnigeres, kalkiges, schlammiges Sediment, ist mit wenig, ungefähr den 5-ten Teil ausmachenden, 100  $\mu$  und noch grösseren Glasbröckel gemengt. Die Verkalkung ist manchmal erkenntlich um die ältern Glimmerfäden erfolgt.

Als viel reinerer, verwitterter Dacittuff erweist sich die II. Tuffschicht des Grabens, der westlich von dem Staatsmeierhof sich befindet, dessen vorherrschendes Material durch schwache Umkristallisation zusammenhängendes poröses Glas ist.

In diesem ist zum achten Teil höchstens  $\frac{1}{3}$  mm. grosser Andesinfeldspat, zertrümmerter Quarz und chloritischer Biotit eingebettet. Schichtenweise vermehren sich indessen auch in diesen die aus kristallinem Schiefer stammenden Sandkörner.

Das untersuchte Gestein aus der III. Tuffschicht des Csonthegy ist sehr stark verwitterter Dacittuff, in welchem schichtenweise sehr viel Mineralien sind, zwischen diesen zerstreut gekrümmter Biotit und auch wenig Muskovit.

Der vom südlichen Teil des Budunus stammende Tuff ist auffallend reines vulkanisches Material, zum 3-ten Teil mit Mineralien bis zu 1 mm., hauptsächlich mit glaseinschlussreichem Plagioklas, unter welchem ich Andesin bestimmte, und mit abgerundetem Quarz. Der vorherrschende Teil des Gesteins ist verwittertes Glasgebilde, in welchem an vielen Stellen Verkalkung auch Limonitisierung eingetreten ist. Die ursprünglich  $\frac{1}{2}$  mm. grossen Bimsstein und dichten Glasteile des vom Budunusgipfel stammenden Tuffes beginnen in Fasern mit positivem Charakter umzukristallisieren und enthalten



viele kleine fremde Mineralien: Mergel, dazwischen Kalkbröckel 100  $\mu$  grosse Muskovite.

Ein anderer, ursprünglich aus 20—30  $\mu$  grossen Glasteilen entstandener, von diesem Orte stammender Tuff, welcher umzukristallisieren beginnt, enthält noch kleinere Mineralien.

Der von dem sich verbreiterndem SÖ-lichen Teile des dreieckigen Gebietes, aus dem Walde Baron Jósika's stammende Tuff ist ein feinkörniger muskovitführender Tuff, in dessen Liegendem dichter Kalksandstein vorkommt. Stellenweise wird auch der Tuffzug, welcher sich am westlichen Gipfel des Határdomb hinzieht, sehr sandig, zwischen den sich dünne, Quarzsandsedimente eingelagert haben, welche stellenweise Diagonalstruktur aufweisen. Dass im Hangenden, aber auch im Liegenden dicke Sandschichten vorkommen, werden wir später als einen allgemeinen Zug erkennen.

### III. Die Antiklinale der Szamosfalva-Kiskeselya.

Auf dem Gebiet, das von Szamosfalva ONÖ-lich, von dem Meierhof Baron Gabriel Jósika's Ö-lich Kiskeselya genannt wird, zieht sich ein Hügelrücken hin, — auf den Generalstabskarten mit der Höhe 386 und 390 bezeichnet — an dessen Verlauf wir eine ansehnliche Schichtenreihe Dacittuff sehen in einer Breite von 20—30 m., von tonigem Salzmergel begleitet. An den Dacittuffschichten habe ich, in der Mitte des Hügels in den verlassenen Steinbrüchen ein NW-liches Einfallen von 38°—44° gemessen.

Dieser Tuff ist ein dichtes, mit dünnen quarzsandigen Einbettungen, stellenweise eine diagonale Schichtung verratendes, z. T. reineres, auch ein wenig Biotit enthaltendes weisses Gestein, welches in tonige Teile übergeht, und mit freiem Auge betrachtet dem Tuffe ähnelt, welchen wir auf der jenseitigen Seite des Szamos, auf dem Csurgódomb südlich von Szamosfalva, erkannten. An einzelnen Stellen nehmen wir, am Verlauf der auf die Schichtung unter 45° fallenden regelmässigen Brüche ausgeschiedene Limonitfärbung wahr. Der wohlerhaltene Tuff bildet eine 2—3 m. dicke Schicht, welche im Hangenden in Mergel übergeht, und darüber folgt eine andere dünnere Tuffschicht. Diesen oberen Tuff deckt wieder 10 m. dicker Mergel, auf dem gelber tuffiger Ton sich befindet. Unter dem dicken Tuff treffen wir von Limonit gelb gefärbten Quarzsandstein, mit Muskovit und kalkigem Bindemittel. Von noch tieferer Lage scheint der Kalkmergel zu sein, welcher von diesem Tuffzug südlich, auf dem linken Ufer des Szamos unter 36° gegen NW. einfallend sichtbar ist.

SÖ-lich von diesem Zug in  $\frac{1}{2}$  km. Entfernung, von der mit 377 m. bezeichneten Höhe gegen das Alluvialgebiet des Szamos, senkt sich mit dem vorigen Zug parallel ein anderer Hügel herab, welchen eine ähnliche, dicke, aber in entgegengesetzter Richtung gegen SO und S unter  $30-34^\circ$  einfallende Tuffschichtenreihe aufbaut. Diese Höhe bedeckt, über dem Wasserspiegel des Szamos in 65 m. Höhe eine 2 m. dicke diluviale Schotterdecke, die wir übrigens auch auf den benachbarten Höhen finden, obwohl dies die geologische Karte unterhalb Kolozsvár auf dem linken Ufer des Szamos nirgend kennzeichnet.<sup>1</sup> Unter dem untern porösen Tuff folgt eine schieferige Tuffschicht und dann Mergel, in welchen unterhalb ein salziger Brunnen gegraben ist. Darüber folgt eine dichtere tonige Sandtuffschicht, welche dem ähnlichen Gestein des entgegengesetzten Flügels entspricht.

Es ist demnach zweifellos, dass wir es hier mit einem Teil der gegen den nördlichen Rand gedrückten, ein wenig schiefen, schmalen Antiklinale zu tun haben, deren Achse nicht gegen die Achse der weit breiteren Antiklinale, welche vom Nagyszapor über Borzås kommt, sondern über Szamosfalva, vom alluvialen und diluvialen Flutgebiet des Szamos auf 7 km. verdeckt, gegen die Békásér Antiklinale hin zieht, und vielleicht dem Teil einer besondern Randfalte entspricht. An der Achse der Antiklinale sind nicht nur innerhalb des durch den Tuff bezeichneten Zuges am linken Flügel, sondern auch in dem weiter gegen NO gegen Apahida zu gehenden Melegvölgy Salzbrunnen. Auf der andern Seite des Melegvölgy schliessen schwach ( $10^\circ$ ) gegen NO einfallende Schichten gar bald diese Antiklinale ab.

Dieser Tuffzug entspricht vielleicht der untern Tuffgruppe, ausser welcher man gegen NW auch die Spur der höhern Tuffschichten oberhalb und unterhalb der Wirtschaftsgebäude sehen kann, wie auch unter und zwischen der gegen Kolozsvár sich ziehenden, 480 m. hoch bezeichneten Höhe kalkige Tuffschichten.

#### Das mikroskopische Bild der Tuffe des Kiskeselyazuges.

Aus dem Kiskeselyer Tuffzug habe ich ein Gestein der untern Schicht vom SÖ-lichen Flügel untersucht, welches allerdings stark verändert und auch mit Limonit gefärbt ist, sich aber deshalb als

<sup>1</sup> Dr. G. STRÖMPL. erwähnt auf dem rechten Ufer des Szamos, bei der Padurita von Apahida eine 60 m. hohe „alte Szamoschotterterrasse“ und ausserdem auch eine 80 und 20 m. hohe. Bericht über den Erfolg der Arbeiten über das Vorkommen des Erdgases im Siebenbürgischen Becken. II. Teil, I. Heft Hrgb. vom K. ung. Finanzministerium Budapest 1913. S. 178. ung. Text.

genügend reiner Tuff erweist, in welchem die Anhäufung von zusammengedrückten und verklebten Glasstücken vorherrscht. Die in ihm befindlichen Mineralien und zwar vorherrschend *Feldspat*, *Quarz*, *Biotit* sind Dacitmineralien; aber daneben sind auch aus kristallinem Schiefer stammende Mineralien und Krümmchen, welche zusammen  $\frac{1}{5}$ — $\frac{1}{6}$  des Gesteins bilden. Dies sind meist kleinere Bruchstücke, nur ausnahmsweise findet sich in ihm Dacitfeldspat mit Zonenstruktur von der Grösse von 1 mm.

Aber hier und auch am NW lichen Flügel befindet sich ein viel feinerer, aus 50—100  $\mu$  grossen Körnern aufgebauter Tuff. In diesem, schichtenartig eingebettet kommen viele um 100  $\mu$  grosse, aus dem Gestein des kristallinen Schiefergebirges stammende Krümmchen: besonders *Muskovit* und *Quarz* vor. Aus einem tiefern Niveau stammt ein anderer Tuff, der aus der Anhäufung von 30  $\mu$  grossen Glaskörnchen besteht, in diesem ist nur wenig 20  $\mu$  grosser *Quarz*, weiter *Biotit* und *Chlorit*fäden und sehr kleiner *Muskovit*flaum.

Auch der vom Gipfel des Kiskeselya stammende Sandtuff besteht wesentlich aus kleinem Glasstaub und Bimssteinfäden, in welchem 100  $\mu$  grosse kristalline Schieferstücke, weiter *Muskovit*-bruchstücke vorkommen, von denen nur die grössern 200—300  $\mu$  erreichen. Es sind auch kleine Kugelgebilde in ihm mit negativem Charakter, wie auch in einem andern Tuff, der von hier stammt. Im letztern macht die wirre Anhäufung von kleinen Glassplittern  $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{2}$  des Gestein aus, dessen anderer Hauptteil kleine Kalkkörnchen enthaltender Ton ist. Unter diesem kommt ein feinkörniger Sandstein mit kalkigem Bindemittel vor, mit Körnchen von  $\frac{1}{4}$  mm meist aus eckigem *Quarz* und *Feldspat*, zwischen denen auch wenig Kalksteinbruchstücke, *Muskovit*, selten 100  $\mu$  lange *Zirkonsäulen* vorkommen.

Die ganz verkalkten Tuffstücke ähneln denen, die wir unter den Gliedern der obersten Tuffschicht von der Nagyszoporgruppe kennen gelernt haben.

#### IV. Die Dezmérer Antiklinale.

Östlich vom Ende der vorhin kennen gelernten WSW gerichteten Antiklinale fast rechtwinklig darauf, auf der linken Seite des alluvialen Flutgebietes des Szamos, NW von der Gemeinde Szamos-Szt.-Miklós, beginnt eine andere, an ihrer Tuffschicht gut zu erkennende sich südlich hinziehende Antiklinale, welche sich gegen Norden bis zum Tal der Taresa fortsetzt. Jenseits hiervon stehen dem westlichen

Flügel entsprechend gegen NO, dem östlichen Flügel entsprechend gegen NW fallende Schichten entgegen.

Den nördlichsten Teil des westlichen Flügel der Dezmérer Antiklinale sehen wir vom Gipfel des 398 m. hohen *Csikós* östlich, in einem unter 43° gegen W fallenden Tuffzug. Der östliche Flügel der Antiklinale zieht sich von der 390 m. hoch bezeichneten Höhe, welche 1 km. weit von der vorhin erwähnten *Csikóshöhe* ist, gegen S im Flutgebiet des Szamos, wo seine unter 25° gegen O fallenden Schichten einen 15 m. breiten vorspringenden Sporn bilden. Diesen Zug macht auf 200 Schritte der von den Alten — nach ANDREAS OROSZ Apahidaer Rector-Lehrer und Archaeolog, der sich einer meinen Excursionen anschloss — vielleicht von den Römern ausgegrabene Graben gut sichtbar: Herr OROSZ hat auf dem schönen Gebiete östlich von diesem Tuffzug eine praehistorische Siedlung entdeckt, die auf den Natursinn der Alten hinweist.

Einen dem vorhin behandelten untern Tuff des Kiskeselya, ähnlichen, feinkörnigen, in tiefern Schichten mineralreichen, biotit-enthaltenden grösserkörnigen, gegen das Hangenden zu sandigen diagonalgestreiften, dichten Tuff treffen wir hier, an dem man mit freiem Auge nicht viel wahrnehmen kann.

Unter dem 2½ km. breiten Alluvialgebiet des Szamos setzt sich dieser Zug gegen S fort, was auch das 1½ km. westlich von Szamosszentmiklós bei dem knieartigen Umbiegen des Szamos sichtbare, unter 70° WNW-liche Einfallen der Tuffmergelschichten beweist. Die Achse der Antiklinale geht über das westliche Ende der Gemeinde *Szamosszentmiklós* und das Hügelgebiet rechts vom Szamos gegen den sich über Dezmér erhebenden 454 m. hohen *Csahagipfel*, von dem der Dacittuff des östlichen Flügels der nach NO fallenden Seite auf weitem Gebiete sichtbar ist. Hier kann man 3 Tuffschichten unterscheiden, welche in der Nähe der Achse unter 25°, weiter von hier unter 14° gegen O fallen, sich auf der Hügelseite gegen S ziehen, und den steilen Dezmérer Hügel so stärken, dass hier keine Erdrutschung vorkommt, was übrigens überhaupt auf dem ungefalteten Gebiet der Gegend sehr gewöhnlich ist. Die Tuffe des westlichen Flügels sind auf der östlichen Seite von Dezmér, am Abhange des Berges, am Pietris sichtbar, wo die stark zusammengedrückten Tuffschichten unter 45° und noch steiler gegen W fallen. Die Tuffreste der höhern Schichten sind zerstreut in der Gemeinde selbst und an deren westlichem Rand sichtbar.

Zwischen den Dezmérer Tuffen, in der Nähe der Antiklinalachse treffen wir auf dem Pietris dem Dacittuff des *Csikós* ähnlichen reinern porösen Tuff.

Diesem ähnlicher, aber weniger zusammengedrückter Biotit führender Tuff kommt auch weiter oben auf der Csüha vor. Am östlichen Teil der Csüha und dem benachbarten Korabia zieht sich eine ausnehmende Tuffschicht hin. Letztere ist in einer Länge von 250 Schritt ausgebeutet. Diese, abgesehen von den stark mergeligen Arten, die in jeder dickern Tuffschichtenreihe vorkommen, unterscheidet sich hauptsächlich durch ihre dicht abwechselnden spröden Sandschichten von den vorigen und ähnelt der obern (III.) Tuffschicht. Es kommt hier auf dem Hügelgipfel auch gröberer Quarzsandstein vor.

Jenseits des Baches, welcher unterhalb Dezmér fließt, zieht sich die bis hierher einen schwachen Bogen bildende Antiklinale in SSÖ-licher Richtung weiter über die auf der Karte „*Continuitu*“ genannte Höhe fort. In diesem Abschnitt ist sie sehr stark zusammengedückt, insoweit als wir auf der östlichen Seite des in das Dezmérier Tal von S kommenden Resorebaches die dicke Tuffschichtenreihe unter 65° nach ONO, oberhalb aber ebenso steil auch gegen WSW einfallen sehen. Weiter von der Achse am westlichen Flügel, am obern Lauf dieses Baches treffen wir dann die höhern Tuffschichten in einem gegen W successive nachlassenden (31°, 22°, 16°) WSW-lichem Einfallen.

Vom Continuitu geht die Antiklinalachse weiter S-lich gegen den Gipfel des 497 m. hohen *D. Petrisiu*, in dessen Umgebung in dem Walde man mehrere Steinbrüche im Dacittuff eröffnet hat. Der Grund für den Namen dieses Berges „*Petrisiu*“ Steiniger, sowie für seine emporragende Stellung ist der Dacittuff. Unter dem nördlichen 490 m. hohen Gipfel fallen die Schichten unter verschiedenen Graden vorherrschend gegen SSO ein, von dem Hauptgipfel aber NO in dem Waldsteinbruch gegen SO. Im Ganzen genommen verrät hier die Lagerung der Tuffschichten eine breite flache Erhebung und bringt auch morphologisch eine vom Gewöhnlichen abweichende Gestalt zustande. Ohne Zweifel lässt hier die ostwestliche Falte des später zu behandelnden Vervölgy ihren Einfluss verspüren. Weiter SÖ-lich, auf der Ö-lichen Seite des Pataer Hügels, der sich NÖ-lich von der Gemeinde Kolozspata erhebt, fallen die Schichten wieder unter 30° gegen ONO, ja in einer Versuchsgrube auf der östlichen Seite der Pataer Sandsteinhöhe, sogar unter 50°. Die Antiklinalachse setzt sich also durch den 488 m. hohen D Pataer Hügel fort; SSÖ-lich von diesem, am Wege von Kolozspata nach Bos können wir nur aus den salzigen Quellen des *Zepogypatak* und aus dem Tuff, den wir am Zesenie treffen auf die weitere Fortsetzung des

Zuges in der Richtung auf die Gemeinde Bos schliessen, wo ich im Graben unterhalb der Kirche eine  $1\frac{1}{2}$  m. dicke Tuffschicht in wagrechter Lage, in dem *Kőborárok*, auf der östlichen Seite der Gemeinde aber die Mergelschicht unter  $4^\circ$  gegen S fallend traf.

Was die Tuffschichten dieser Antiklinale zwischen Dezmér und Pata anbelangt, betrachten wir zuerst die in regelmässigen Reihen vorkommende tuffige Schichtgruppe des Grabens, welche sich von der westlichen Seite des Continuité hinzieht, deren Schichten infolge der Zusammenpressung in nicht weiter Entfernung von einander sind. Dies sind lauter dichte Tuffe, welche in tonige Tuffe übergehen. In der obersten Gruppe des Tuffzuges treffen wir auch den diagonalgestreiften Sand- ja Opaltuff, der hier eine 5 m. dicke Gruppe bildet. In der Serie unter ihm sind poröse, auch Pflanzenreste enthaltende limonitische Schichten.

Auf dem *Pietrisgipfel* N-lich von Pata treffen wir mehrere Tuffschichten, besonders eine reinere untere (I. od. II) Tuffschicht, in weissem wahrscheinlich kaolinisiertem Zustande, und eine sandigere streifige obere Tuffschicht.

Der Tuff auf der östlichen Seite des *Pataer* Berges ist ein feinkörniger, ein wenig sandiger, auch Pflanzenreste enthaltender Tuff, der im Hangenden in Sandstein übergeht und zur obern Schicht zu gehören scheint.

In Dr. HUGO BÖCKH's „Kartenskizze der Antiklinalenzüge des Siebenbürgischen Beckens.“<sup>1)</sup> 1:300.000 ist dies die erste Antiklinale von W, welche — soweit man bei dem kleinen Masstabe es beurteilen kann — mit der hier beschriebenen Antiklinale übereinstimmt, abgesehen, von dem hypothetischen Zusammenhang mit der Tordaer Antiklinale (mit gebrochener Linie bezeichnet), der auch die später zu behandelnde Vervölgyer O - W-liche Falte widerspricht. Dr. FRANZ VAJNA von PÁVAI befasst sich auf der 103 S. dieses „Bericht“ mit der Dezméerer Antiklinale, die er als „Faltengruppe“ beziehungsweise als „doppelte Falte“ beschreibt. Von dem auf dem Csikós nachgewiesenen nördlichen Ende schreibt er das Folgende „Die Fortsetzung und zugleich wahrscheinlich das Ende von einem dieser ist dort an der N-lichen Seite des Szamosfales zwischen den Punkten 398 und 390.“ Hierzu nimmt er die Antiklinale Szamosfalva - Kiskeselya, ja wie es scheint, auch die später zu behandelnde

<sup>1)</sup> Bericht über den Erfolg der Arbeiten über das Vorkommen des Erdgases im Siebenbürgischen Becken. II. Teil. I. Heft. Hrgb. vom k. ung. Finanzministerium. Budapest, 1913. ung. Text.

Antiklinale bei der Apahidaer Station der ung. Staatseisenbahnen, die wie er schreibt: „W-lich von Apahida im Szamostal beginnt“, deshalb spricht er vom „Dezmérier Dóm.“

#### Das mikroskopische Bild der Tuffe der Dezmérier Antiklinale.

Der interessanteste Erfolg der mikroskopischen Untersuchung ist der, dass es gelang, zwischen den Schichten des längs dieser Antiklinale sichtbaren Tuffes östlich von der Gemeinde Dezmér, in der Nähe der Achse einen dem untern Mineraltuff der Kolozsvärer Hója, noch mehr dem Mineraltuff des Kolozsvärer Salzbrunnens ähnlichen, aber noch feinerkörnigen Biotit enthaltenden Tuff zu entdecken.

Die Hälfte dieses Gesteins besteht stellenweise aus Mineralien, deren Grösse um 200  $\mu$  sich bewegt, ausnahmsweise aber auch 500  $\mu$  erreicht. Die Hauten der vorherrschenden Glaskörner sind ziemlich verwitterte, durch Eisen rot gefärbte streifige, zusammengedrückte amorphe Gebilde. Zwischen den Dacitmineralien sind auch Plagioklase mit Glaseinschlüssen der Oligoklas-Andesinreihe. Ausser dem Quarz ist auch ziemlich viel brauner Biotit, der eine Achsenöffnung um 65° aufweist. Einzelne Biotitfransen sind stark gefaltet. Auch einige grünbraune Amphibolbruchstücke und ein 150  $\mu$  grosser Augitzwilling ist in ihm und ein eben so langer, aber abgebrochener Zirkonkristall, weiter wenig Magnetitkörner. Zwischen dem fremden Material kommen auch Krümmlchen einer 250  $\mu$  grossen Andesitgrundmasse mit Plagioklasnadeln vor, weiter braune Glaskrümmlchen. Ausser diesen findet sich in diesem tiefsten Tuff wenig *Muskovit*, weiter undulös auslöschender *Quarz*, aus dem Grundgebirge alter verwitterter *Feldspat* und *Quarz*fragmente.

Diesem ähnelt auch das mikroskopische Bild des weiter S-lich, in der Achsenhöhe, am Kopács vorkommenden Tuffes, nur dass dessen glasige Grundmasse noch besser, in streifige Masse zusammengedrückt ist. Auch von diesem besteht ungefähr die Hälfte aus Mineralien, dazwischen auch grünlicher *Amphibol* und wenig *Muskovit*, *kristalline Schieferkrümmlchen*, ferner unkristallisierte Andesitgrundmasse.

Im Tuff des *Pietris*, SO-lich von Dezmér, ist viel weniger Dacitmineral, als in den vorigen, wenn auch dieses Gestein gleichfalls ein rein eruptives Produkt ist. Unter den Mineralien kommt zonenreicher *Plagioklas*, weiter undulös auslöschender *Quarz*, der auffällig viel Glaseinschlüsse enthält, vor. Andesitartige Grundmassenkrümmlchen finden sich schütter auch in diesem, wie auch wenig *Muskovit* und kristalline Schieferkrümmlchen.

Der vorherrschende Teil dieses Gesteins ist porzellanartiges, zusammengedrücktes, in zerstreutem Licht schaumiges Glas von scheinbarem Fadenbau. Man sieht ihm mancherlei Spuren mechanischer Einwirkungen an, besonders wurde der Biotit zu wurmartig gekrümmten Fransen. Das Ende eines 350  $\mu$  langen, also auffällig grossen Quarzes wandelte sich zu einem faserigen Gebilde um.

Der vom Gipfel des *Csikós*, auf der linken Seite des Szamos, untersuchte Dacittuff ähnelt mit freiem Auge gesehen dem erstern. Auch unter dem Mikroskop treffen wir in ihm aus genügend reinem Dacitglas und aus ca. 300  $\mu$  grossen Dacitmineralien (*Plagioklas*, *Biotit*, *Quarz*) bestehende Körner, aber er unterscheidet sich von den vorigen wesentlich dadurch, dass in diesem in dünnen Schichten sich aussergewöhnlich viel kleiner, 80  $\mu$  grosser fremder zerdrückter Quarz, Muskovit und kristalline Schieferbröckel vorfinden. Auch eine Gruppe amorpher organischer Gebilde von 8  $\mu$  Durchmesser kommt darin stellenweise vor, manchmal durch Limonit gefärbt. Den vorherrschenden, ungefähr  $\frac{3}{4}$  Teil dieses verwitterten Gesteines macht eine z. T. viel Luft einschliessende Glasmasse aus, die glimmerig umzukristallisieren beginnt.

Auch der südlich von diesem Ort untersuchte Dacittuff ähnelt dem vorigen, nur dass die Mineralkörner in dem glasigen Teil, gleichnässiger verteilt sind und es keine Luft einschlüsse gibt.

Von der obern Dacittuffgruppe stammt der Tuff aus der Synklinale des *Csahadomb*, südlich von *Szamoszentmiklós*, wo in jedem Teil sehr kleine, meist Muskovit und Quarzbröckel, von 40  $\mu$  und geringerer Grösse vorkommen, welche sich in dünnen Schichten so sehr vermehren, dass sie fast die Hälfte des Gesteines ausmachen. Sonst bildet zusammengedrücktes Glas den überwiegenden Teil des Gesteins, in welchem zerstreut 100  $\mu$  lange Säulchen von Zirkoneinschlüssen vorkommen.

Hier kommt auch solches, dem vorigen ähnliches Gestein vor, auf dessen Schichten Wellenfurchen sichtbar sind. Dies Gestein ist im Ganzen genommen feinkörniger, als das vorige und enthält mehr Dacitmineralien als jenes. In diesem kommen auch 20–30  $\mu$  grosse Kalkkörnchen vor, weiter braune, ursprünglich vielleicht tonige *feldspatartige* Streifen.

Feinkörnigere und noch mehr tonige, kalkige Teile enthält der vom nördlichen Teil dieser Falte, der linken Seite des *Tarcsa-rölgy* stammende feine, sehr unreine Dacittuff, in welchem ausser den sehr kleinen Kalkkörnchen 200  $\mu$  grosse, an der Oberfläche aufgelöste Körner sind, u. z. in solcher Menge, dass der Kalk stellen-



weise  $\frac{1}{3}$  des Gesteins ausmacht. Ausserdem sind auch durchschnittlich 90  $\mu$  grosse Muskovitfäden und andere feine Brockel alterer Herkunft vorhanden. Aus dem Dacitmaterial sind einzelne, 100  $\mu$  grosse, reinere Glasfäden in der Anhäufung von Glaskörnern und Mergelbindestoff zu erkennen.

## V. Die Kolozspata Györgyfalva Kolzsvärer (Vervölgyer) Antiklinale.

Bevor wir die weiter östlich folgenden Apahida Karaer Antiklinale vornehmen, wollen wir die mit der vorhin kennen gelernten Dezméerer Falte ungefähr 45° einschliessende Pata Kolozsvärer, oder kurz nach der dort verlaufenden Vervölgy zu benennende Randfalte kennen lernen, deren Wirkung wir schon bei der Dezméerer Antiklinale wahrnahmen. Der von dem nördlichen Ende der Gemeinde Kolozspata in O-W-licher Richtung sich hinziehende mit 436 m. bezeichnete sogenannte *Hosszúrisgipfel*, mit seinem unter 16–24° gegen SSO fallenden Dacittuffkamm zeigt die Richtung dieser Falte gut an.

Die Dacittuffschichtenreihe ist in einem Steinbruch in 3 m. Dicke sichtbar und erstreckt sich auch bis zum NÖ-lichen Ende der Gemeinde, dem Abhang des Pataer Hügels.  $\frac{1}{4}$  km. Ö-lich von diesem treffen wir die steil gegen Osten einfallende Dezméerer Antiklinale. Am NÖ-lichen Ende von Kolozspata unter dem Kreuz fällt die Tuffschicht unter 18° gegen SSO, die ein dazwischen befindlicher 1  $\frac{1}{4}$  m. dicker Mergel in 2 Teile teilt. Unter dem Tuff ist eine 20 m. dicke Sand-, unter dieser eine 15 m. dicke Mergelschicht sichtbar.

Concretionäre Sandsteinkugeln sind auch auf dem westlichen Nachbar des Hosszuvis, dem Abhang des durch eine auffällig breite Talöffnung von ihm abgetrennten 430 m. hohen *Csirisej*, wo die Schichten unter 15° gegen S einfallen. Von hier biegen die Tuffschichten zu den Salzbrunnen um, die westlich 2 km. von Kolozspata liegen. In dem aus diesen herausführenden Aknapatak genannten Graben fallen die Mergelschiefer unter 25° gegen S. Bei dem Pataer Salzbrunnen selbst ist an der Oberfläche Sandstein sichtbar. Westlich vom Salzbrunnen habe ich an der Lehne nur noch zerrissene Tuffscherven gefunden.

Weiter westlich zwischen den steilen Hügeln erscheint sehr auffällig der vom Einbruch der Antiklinale stammende Talzug, dessen wichtigster Teil die nördlich von Györgyfalva sich ausbreitende

1½ km. breite, flache sumpfige Vervölgy ist. Auf der südlichen Seite derselben folgt ein von vielen ins Vervölgy mündenden Wasserrinnen zerklüftetes, z. T. mit Wald bedecktes, aus Mergel, Sand und dünnen Tuffschichten aufgebautes Gebiet, dessen grössten Teil: den ganzen Hosszúviszug mit einem Teile des Pataer Hügel die geologische Karte des k. ung. Geologischen Institutes „Feleker Schichten der sarmatischen Stufe“ nennt. Auf dem Gebiet zwischen dem Szölőpatak, der von dem sarmatischen Plateau am östlichen Ende von Györgyfalva herunterführt, und dem Laborpatak, 1 km. westlich von Kolozspata, sind die sarmatischen Sandsteine sehr tief, stellenweise bis zum Vervölgy hinuntergerutscht auf die mittelmiocänen, meist mergeligen Sedimente, so dass man sie schwer unterscheiden kann von den tiefer liegenden, in einzelnen Schichten grosskörnigen, concretionären Sandsteinen des Hosszúvis. Die im Szölőpatak sichtbaren, bis 15 m. sich erhebenden, mit dünnen Lacittuffschichten wechselnden, bläulichen Mergelwände zeigen deutlich die fremde Abstammung der zwischen sie geratenen Sandsteinkugeln. Hier sind, gewöhnlich dünner als 1 m., oft wenige cm dick, 3–4 Tuffschichten durch Mergel, seltener durch Sandschichten voneinander getrennt, welche sich übereinander mehrmals wiederholen. Die zerrissenen Stücke dieser Tuffe habe ich westlich von Kolozspata auf der westlichen Seite des Grabens gegen den Csirisej und weiter gegen Györgyfalva am Labor-Ackerfeld, sowie längs des Györgyfalvaer Weges getroffen. Im Mergel der Tuffschichten des Waldes nördlich von Györgyfalva kommen Globigerinen vor.

Ein nennenswertes unteres Glied dieser feinen Tuffe ist jener kalkige Tuff, welchen wir schon bei der Behandlung der Antiklinale des Kolozsvärer Salzbrunnens als Glied des obern Tuffs (III.) erkannt haben, welches wir gegen O zu bis zum Várhegy erforschten. Ein anderes sehr interessantes Glied dieses Tuffzuges ist der auf dem Gebiete nördlich von Györgyfalva vorkommende dünne Amphibolandesittuff, welcher im Ganzen genommen dem eingehend beschriebenen Tuff vom Kolozsvärer Soldatenfriedhof ähnelt, aber er scheint ein höheres Niveau zu representieren als jener.

Auf Grund von persönlichen Untersuchungen in diesem Gebiet kenne ich diese sich wiederholenden Tuffschichten in dem westlich von Györgyfalva abfliessenden *Hidpatak*, sowie davon westlich im Bach des *Vágotterdő* und östlich im Szölőpatak. Mein gewesener Assistent, Prof. JOHANN NÁNTUS hat 1911. östlich vom Hidpatak den sich durch Györgyfalva ziehenden *Kőrespatak* und *Bakópatak*, sowie den an der Ostlehne des *Kishegy* verlaufenden Graben begau-

gen und fand hier, bei den, denen des Hidpatak ähnlichen Verhältnissen die dünne Amphibolandesittuffschicht.

XANTUS konstatierte auch, dass, während im Oberlauf dieser Täler die Schichten sanft unter Winkeln, die weniger als  $10^\circ$  betragen, nach S oder SSO einfallen, dieselben im Unterlauf der Täler bedeutend steilere  $20^\circ$ — $30^\circ$ -ige nicht nur südliche, sondern auch entgegengesetzt gerichtete Fallrichtung aufweisen. Nach ihm wäre also im untern Teil des Hidpatak, wo ich oberhalb der Einmündung in das Vervölgy auch  $80^\circ$ -ige südöstliche Fallrichtung gemessen habe, eine den Diapirfalten von MRAZEK ähnliche Schichtdurchbohrung vorhanden. Am untern Ende des Szölöpatak fallen die herrschenden sandigen, concretionsreichen Schichten unter  $28^\circ$  gegen S ein, während die Schichten, der im Hangenden ca.  $\frac{3}{4}$  km. weit südlich folgenden dacittuffreichen Mergelwand bereits nur ein südliches Einfallen von  $12^\circ$  aufweisen.

Die geologisch wichtigste führende Rolle kommt hier dem auffallend zerstückelten, kalkigen Tuff zu, den wir hier auf einem grossen Gebiet nicht nur im Wald, sondern auch auf den von ihm nördlich gelegenen Feldern finden, wo er an mehreren Stellen eine sehr sanfte Lagerung aufweist. Wenn wir in Betracht ziehen, dass dieser sehr dünne kalkige Tuff auch in den nördlich von Felek gelegenen Erdrissen, weiterhin gegen N und O auf einem grossen Gebiete vorhanden ist, so scheint es, dass hier die Rolle, welche der dünne Opalsandstein am Westrand des Miozenbeckens gespielt hat, der kalkige Tuff oder der tuffenthaltende Kalkstein, in den ersterer häufig übergeht, übernommen habe.

Das sehr verdeckte Gebiet des *Vágotterdő* (auf der Karte Sipotele), sowie die weiter westlich folgende Feleker Weide (auf der Karte Fenatele) mit ihrem bewachsenen, sumpfigen Gebiet, welches den in meiner II. Veröffentlichung eingehender beschriebenen Stufen der Feleker sandigen Brüche vollständig entspricht, ist zum eingehenderen Studium der Schichten nicht sehr geeignet. Einen den Feleker Brüchen ähnlichen feuchten Rand kann man im übrigen auch auf dem Gebiet zwischen Györgyfalva und Kolozspata verfolgen. An der Südseite dieser Falte befindet sich in der Achse derselben auf dem südlich vom Borhánes gelegenen Rücken unter dem Kreuz an der Westlehne in 450 m. Höhe eine reiche, gute Quelle.

Was den Nordflügel dieser im Ganzen ost-westlichen Falte betrifft, habe ich schon weiter oben die Tuffschichten der am Westende gelegenen Fersecele, sowie bei Behandlung der Antiklinale des Kolozvárer Salzbrunnen die am Südende der N.-Szopor-

gruppe, am Fusse des Borhaues gegen N unter 49°, weiterhin die von hier ostwärts an der Südseite des Határdomb (Sub Sipotele) gegen NO einfallenden tuffigen und sandigen Schichten erwähnt. Am Nordende des Vágotterdő fand ich an mehreren Stellen in längern Zügen kalkigen Tuff oder tuffigen Kalkstein, dessen zerbrochene Scherben auch am Westende des Vérvolgy auf der Wasserscheide an mehreren Stellen vorkommen. Unter diesem ist auch dichter, zum Teil geschichteter aber nicht kalkiger Tuff (H.?) vorhanden.

Die zerrissenen Tuffschichten finden wir auch östlich vom Határdomb im Walde *Baron Josika's*, in dem sich auf der rechten Seite des Sós-patak erhebenden *Csercedő*, sowie nordöstlich von den Salzbrunnen an der *Sósoldat* und am Ostabhang des auf der Karte Ciresci genannten 463 m. hohen Hügels, weiterhin an der Ostseite des *Nagy-rölgy* (v. mare) bei der Krümmung des nach Pata führenden Weges.

Die Schichten des Nordflügel im *grössten*, westlichen Zug der Antiklinale fallen nach N oder NNO, ergeben also eine grade Falte. Am Ostende in der Gegend der Salzbrunnen ist dagegen das südliche Einfallen allgemein, hier wird also die mit ihr parallel verlaufende Falte am Fusse der sich stark hervorhebenden Felek-Györgyfalva-Ajtoner sandigen Tafel eine schiefe Falte. Das Einsinken derselben in der Gegend des Györgyfalvaer Salzbrunnen geht auch jetzt vor sich. Das Einsinken, andererseits die Durchfurchung von vielen kleinen Tälern, Wasserrinnen verursacht den vom allgemeinen Typus in vielem sehr abweichenden Zug dieses Gebietes.

In der ganzen Länge dieser 10 km. langen, mit den übrigen Antiklinalen einen schiefen Winkel einschliessenden Antiklinale kommen Salzbrunnen vor. Ein solcher befindet sich gleich am Nordende der Gemeinde Kolozspata, am nordöstlichen Abschnitt des Szurdok genannten ost-westlichen, feuchten Gebietes. Eine Salzquelle gibt es weiterhin 1 km. westlich von hier auf der Wiese zwischen Hosszúvis und Csirisej.  $\frac{3}{4}$  km. weiter in derselben Richtung folgen auf der im Verfall begriffenen Erhebung an dicht neben einander gelegenen Einbruchsstellen die Salzbrunnen dreier Gemeinden. Der oberste Salzbrunnen ist der von Kolozspata, über dem ca. 5 m. hoch der Boden Kochsalzausblühungen zeigt. Unter dem K.-pataer folgt der Röder und in einem andern Graben der Györgyfalvaer Salzbrunnen. Dieses ausgelaugte, holperige Gebiet zeigt eine typische Salzsteppe. Über den Salzbrunnen befindet sich Sandstein u. z. stellenweise grober Sandstein. Ein anderer gemeinsamer Zug dieses Gebietes ist, dass ausser dem auf dem Salzgebiet vorkommenden

Mezöszéger Mergel auch der Sandstein unter der Tuffschicht eine grosse Rolle spielt.

Was die Tuffschichten selbst betrifft, geht aus dem Gesagten hervor, dass der den Hosszúvis entlang der Länge nach verfolgbare Zug derselben gegen W zu gegen die Salzbrunnen übergekippt ist. Weiter westlich kenne ich an der Lehne des Vervölgy bloss die zerstreuten Stücke dieses Tuff. Dieser Dacittuff scheint dem bisherigen II. Tuffzug zu entsprechen.

In einem höheren Niveau folgen westlich von Kolozspata auf den Feldern und besonders gut in den Gräben des waldigen Gebietes nördlich von Györgyfalva zu sehen, durch mergelige Einlagerungen von einander getrennt, aber auch sehr viel Sandstein einschliessend die zur III. Gruppe gehörenden dünnen, feinen Tuffschichten. Ein Glied derselben ist der schon bei den vorigen Falten kennen gelernte tuffige Kalkstein und als neues Glied erscheint hier die dünne Schicht Amphibolandesittuff.

Die tiefste (I.) Tuffserie kenne ich in der Antiklinale des Vervölgy nicht. Man muss also schliessen, dass die hiesigen Salzbrunnen in einem höheren Niveau entspringen, wie die bisher beschriebenen Salzbrunnen. Dies macht auch verständlich, dass der Sandstein in der unmittelbaren Umgebung der Salzbrunnen so reichlich vorkommt. Diesen Sandstein, wie auch den auf unserer geologischen Karte als sarmatisch dargestellten Sandstein des Hosszúvis, müssen wir auf Grund des Obigen noch für mittelmiozän (obermediterran) halten. Die untere Grenze der obern Miozänschichten ist in der Reihe der hiesigen Sandsteinschichten über den tuffigen Kalkstein und den Amphibolandesittuff zu setzen.

#### Die mikroskopische Schilderung der Tuffschichten der Antiklinale des Vervölgy.

Der unterste zusammenhängende Tuffzug in dieser Antiklinale ist der, welchen wir am Nordende von Kolozspata kennen gelernt haben. Das vom Nordostende dieses Ortes stammende Glied dieses Tuffzuges ist mit dem Mikroskop untersucht feinkörniger, teils graulich, teils gelblicher Dacittuff. In letzterem Teil machen die vorherrschend  $\frac{1}{3}$  mm. grossen Mineraltrümmer ca.  $\frac{1}{3}$  aus, die übrigen Teile des Gesteines bestehen aus Haufen verklebter Glasfäden, die auch wenig tonige Fetzen einschliessen.

Unter den Mineralien finden sich teilweise auch solche vulkanischen Ursprungs, darunter *Plagioklaszwillinge* mit Zonenstruktur, manchmal mit Glas- und *Magnetiteinschlüssen*. Ein *Feldspat*, dessen

äusserer Teil eine eigenartige, faserige, netzartige Struktur zeigt, enthält braune Glaseinschlüsse mit vielen Luftblasen. Auch vulkanischer *Quarz*, sowie grünlichbrauner *Amphibol* kommt recht zahlreich vor, letzterer in Bruchstücken von  $\frac{3}{4}$ — $\frac{1}{2}$  mm., mitunter mit Glas- und Feldspateinschlüssen. Brauner *Biotit*, weiter wenig freier, grösserer *Magnetit* ist darin vorhanden. Ausser vulkanischem Quarz findet sich auch viel zertrümmerter, alter Quarz, wie auch kristalline Schieferkrümchen. *Muskovit*fäden gibt es nicht viel, aber um so mehr Kalkstein bis zu 1 mm. Grösse. Diese Calcitgebilde sind z. T. faserige, strahlige Stückchen, aber es gibt auch reichlich grösserkörnige sekundäre Verkalkungsprodukte. Stellenweise reichert sich der Kalk derart an, dass er  $\frac{1}{4}$  des Gesteines ausmacht. Während der Ablagerung des Tuffgesteins muss also in der Nähe Kalkstein abgetragen worden sein. Auch einzelne Mineralkörner beginnen darin zu verkalken. Im andern Teil des Gesteines ist Kalkstein und Verkalkung kaum vorhanden. Dieser ist etwas feinkörniger und stimmt, was seine wesentlichen Eigenschaften betrifft, mit dem andern überein.

In wesentlichen Zügen ähnelt diesen Gesteinen das mikroskopische Bild des aus der westlichen Fortsetzung des Zuges, aus dem Steinbruch des Hosszúvis stammenden Tuffes, insoweit, als dieses Gestein ca. zum vierten Teil aus Mineralien besteht, die meist kleiner als  $\frac{1}{2}$  mm., öfter  $\frac{1}{4}$  mm. gross sind, darunter häufig undulös auslöschender *Quarz*, weiterhin *Muskovit*. Doch kommen darin auch ausserordentlich viel Glas und sonstige Einschlüsse enthaltende *Feldspate* vor. Die übrigen Teile des Gesteines bestehen aus isotropem Glas, in denen die Grösse der ursprünglichen Körner nicht mehr zu erkennen ist. Auf Grund dieser Züge können wir also diesen Tuffzug nicht zu dem, in den vorigen Falten kennen gelernten unteren (I.) Tuff zählen.

In dem feinkörnigen Sandstein, der aus dem östlichen Seiten-graben des *Csirisej*, nordwestlich von Kolozspata, aus dem Liegenden dieses Tuffzuges stammt, ist ausser zertümmertem Quarz vulkanischer *Quarz* und viel grünlich braune *Hornblende* neben *Plagioklas*, *Magnetit*, wenig *Biotit*, *Muskovit* sowie ausser dem kalkigen Bindemittel viele Kalksteinstückchen zu sehen.

Dem Tuff des vorigen Tuffzug ähnlichen, ziemlich viel alte Gesteinsbrocken, weiter gelblich grünen *Amphibol* enthaltenden, in beginnender Verkalkung befindlichen Tuff fand ich in Stücken in der Nähe des *Györgyfalvaer Salzbrunnen*, sowie nordwestlich von diesem Salzbrunnen 1 km. weit am Rande des *Csereerdő*, weiterhin

am Südrande des bei Behandlung der Gegend des Szamosfalvaer Salzbrunnens bereits erwähnten Határdomb (Sub Sipotele), wo wir am nordwestlichen Rande des Vervölgy 3 m. dicken mergeligen Tuff zwischen Sandstein eingeschaltet sehen. Einen diesen ähnlichen, grüne Hornblende, sowie ausser Kalksteinstückchen und Dacitmineralien sehr viel Mineralien des Grundgebirges enthaltenden tuffigen Sandstein kenne ich vom Westabhang des Vervölgy unter dem mit 476 m. bezeichneten Gipfel.

Dem Csereerdő gegenüber im oberen Teil der an der linken Seite des Sospatak sich öffnenden Wasserrinnen und in deren Umgebung kann man ziemlich viele zerstückelte Teile eines Tuffzuges finden. Darunter findet sich auch solcher, ziemlich reiner und an ca.  $\frac{1}{2}$  mm. grossen Dacitmineralien reicher Tuff, der ungefähr zu  $\frac{2}{3}$  aus grössern Bimssteinkörnerhaufen, im übrigen jedoch aus Mineralien besteht. Dieser würde also in mancher Beziehung an die Schichten des untersten (L.) Tuff erinnern, es ist jedoch wesentlich, dass auch dieser Tuff zu verkalken beginnt.

Zur näheren Beschreibung der ersten Tuffschichten *des nördlich von Györgyfalva gelegenen waldigen Gebietes* möge das Folgende dienen. Das oberste, am leichtesten zu erkennende Glied derselben bilden dünne, ausserordentlich dichte, in frischem Zustand gelblichblaue, verwittert weissliche bimssteinige, kalkige Schichten, wie wir sie schon im Zuge der Antiklinale des Kolozsvärer Salzbrunnens in der oberen Tuffgruppe kennen gelernt haben. Am unteren Ende der oberen Tuffserie kommen nicht nur eine, sondern mehrere, einige cm. dicke derartige Schichten vor, über deren Zusammensetzung blos das Mikroskop Aufschluss gibt, denn mit freiem Auge kann man die Bestandteile nicht unterscheiden. In einem der untersuchten hellgrauen Gesteine, das von dem Abhang unter der Vágástető (Sipotele) zwischen Györgyfalva und Erdőfelek stammt, besteht  $\frac{1}{3}$  -  $\frac{2}{3}$  aus verhältnismässig ziemlich grossen:  $\frac{1}{4}$  mm. grossen und kleineren, sehr eckigen Bimsstein- und sonstigen zersprengten Glasstücken. Das sehr lose Gewebe derselben verbinden Haufen von Calcitkörnern, die in Flecken von  $\frac{1}{4}$  -  $\frac{3}{4}$  mm. Grösse gleichzeitig auslöschten. Diese Glassplitter sind ausserordentlich abwechslungsreich. Die grössten sind gekrümmte stengelige Bimssteinstückchen, mit wasserklarer, aufgeblasener Glasmasse. Weiterhin gibt es 130  $\mu$  grosse Glaskörner, Trichite, Longulite, Margarite und andere kristalline Gebilde. Aber es kommen auch 40  $\mu$  lange, kleine Glaskeile und andere, sehr eckige, derartige Glassplitter vor. Ausser diesen reinen Glasbrocken gibt es darin gelbliche, zu sphaerolitischen

Gruppen von positivem Charakter umkristallisierende, weiterhin solche Partien, die der Grundmasse gewisser Rhyolithe der Vlegyasza ähneln.

Im Zusammenhang hiemit erwähne ich, dass ich ausser den nicht sehr zahlreichen kleinen vulkanischen *Quarz*bruchstücken auch solchen *Quarz* darin gefunden habe, der von einer schwammigen, gleichzeitig auslöschenden Fortwachszone umgeben ist, einem Gebilde, das in dem Eruptivmassiv des Vlegyásza an vielen Stellen vorkommt. Spärlicher finden sich *Plagioklas*bruchstücke, weiterhin kleinere und grössere *Magnetit*körner bis zu 20  $\mu$ , wie auch in Haufen, frei oder in die Grundmasse eingebettet. Auch ein 150  $\mu$  lange corrodirtes *Zirkonsäule*chen fand ich darin.

Weiter oben im Anfangsgraben des *Zucarospatak* fand ich in der Wand einen ähnlichen, dichten tuffigen Kalkstein, ca. 1 dm. mächtig, in dem aber die sich verzweigenden Glassplitter schon bedeutend kleiner, 100  $\mu$  und noch kleiner sind. Auch die gleichzeitig auslöschenden Calcithaufen sind ca. 100  $\mu$  gross. Ausserdem gibt es verschwindend wenig noch kleinere ca. 40  $\mu$  grosse Mineralkörner.

Diese tuffige Kalksteinschicht trennt aufwärts ein  $\frac{3}{4}$  m. dicker Mergel von einem  $\frac{1}{3}$  m. dicken nicht kalkigen Tuff. Derselbe ist ein aus kleinen Körnern bestehender poröser Tuff, in dem 50  $\mu$  grosser und grösserer Muskovit und andere, hauptsächlich alte Mineralien in geringer Menge vorkommen. Hierauf trennt denselben ein 1 m. dicker, ca. zum vierten Teil aus 50–100  $\mu$  langen Glasfäden, ausserdem aus 25  $\mu$  grossen Orbulinen, weiterhin zoogloenartigen Gebilden, wenig 50  $\mu$  grossen Mineralbrocken und kleinen blumenblätterförmigen Klinochlorrosetten bestehender Mergel von einem andern  $\frac{3}{4}$  m. dicken, weissen Tuff, den der die Oberfläche bildende Mergel bedeckt. Diese Tuffe sind also unrein, aber nicht mehr kalkig. Die ca. 40  $\mu$  grossen Glaskörner und verwitterten Flaumen des hängenden Gesteines, die  $\frac{1}{2}$ – $\frac{1}{3}$  des Gesteines ausmachen, verbindet toniges, glimmeriges Material. Die untere Tuffschicht besteht vorherrschend aus verklebter, verwittert streifiger Glasmasse, die nur ganz wenig ( $\frac{1}{10}$ ) Dacitmineralien und kristalline Schieferbrocken einschliesst.

Der aus dieser Gegend, namentlich aus dem sich gegen das *Vércölgy* zu ziehenden Waldteil stammende kalkige Tuff unterscheidet sich dadurch von den vorigen, dass darin die gleichzeitige, aber einen leichten Druck verratendene undulöse Auslöschung zeigenden Kalksteinkörnchen 1–2 mm. Grösse erreichen, während die kleinen,



in scharfen Spitzen endigenden Glas-, sowie *Andesin-labradorfeldspat*-stückchen nur 100–200  $\mu$  gross sind. Auch hier kommen 10–20  $\mu$  grosse Magnetitkörner vor. In diesem Tuffgestein fand ich auch andesitartige, 20–50  $\mu$  lange Feldspatzwillingsleisten enthaltende Grundmassenbrocken.

Ich habe mehrere tuffige Kalksteine von der vom Vervölgy östlich gelegenen Lichtung untersucht, wo dieselben hauptsächlich in 470–480 m. Höhe vorkommen. In dem einen sind die Bimssteinfäden 40  $\mu$  lang und stark verkalkt. Auch wenig *Feldspatkörner* mit Glaseinschlüssen und *Quarzkörner* kommen darin vor, unter denen die 120  $\mu$  grossen schon zu den grössten gehören. Die verbindenden einzelnen Calcitkristalle sind im Allgemeinen  $\frac{1}{2}$  mm. gross. Es kommt jedoch auch feinerer, ähnlicher bimssteiniger Kalkstein vor, in dem die meist wasserklaren Glas- und weissen Bimssteinstückchen, sowie die Körner der zusammenfassenden Calcitkristalle kleiner, 40–50  $\mu$  gross sind. Zusammen mit diesen kommen hier aus kleinen Glaskörnern verschweisste Tuffschichten vor, in denen nur  $\frac{1}{7}$ – $\frac{1}{8}$  des Gesteines aus Mineralien besteht, namentlich 200  $\mu$  langen *Muskoritfäden*, *Biotitfetzen* und viel, bedeutend kleinerem *Quarz*, kristallinen Schieferbrocken, deren grösster Teil bloß 20–30  $\mu$  erreicht. In einem andern, schichtweise sehr sandigen Tuffgestein kommen Globigerinen von 250  $\mu$  Durchmesser, weiterhin andere hergenommene Kalkschalenrümmer vor.

Der östliche Nachbar des oberen Grabens des Zavarospatak ist der das Westende von Györgyfalva schneidende und in das Vervölgy mündende *Hidpatak*. Im untersten Teil des Hidpatak auf die oben erwähnte diapirartige Aufwölbung folgend in der Reihe dieser unter 20° südöstlich einfallenden sandigen, mergeligen Schichten finden wir wieder Tuffschichten und zwischen denselben sehr viel Mikroorganismen enthaltenden, schlammigen Mergel, weiterhin eine dünne kohleführende Schicht.

Eine Besonderheit dieser Schichtenserie ist der *Amphibolandesittuff*, der hier in ungef. 200. m Entfernung vom Waldesrand in Gesellschaft von kalkigen Mergelschichten mit feinem Dacittuff und Globigerinen sowie bimssteinigen Kalksteinschichten eine ca 1 dm. dicke Schicht bildet. Die Amphibolandesittuffe zeigen folgendes mikroskopische Bild. Das Gestein kann als Mineraltuff bezeichnet werden insoweit, als mehr als die Hälfte aus Mineralien: vorherrschend Feldspat, sodann Amphibol, Magnetit, Augit, Biotit und Quarz besteht, meist in Form von  $\frac{1}{2}$ – $\frac{1}{3}$  mm. grossen Bruchstücken. Das übrige ist graulichbraunes, fädiges, zusammengedrücktes, bims-

steiniges Glas, in dem mitunter kleine *Feldspat*- und *Amphibol*kristalle zu sehen sind.

Das herrschende Mineral ist *Plagioklas*, gewöhnlich stark isomorph zonenförmig gebauter *Labrador* ( $Ab_1 An_1$ ) oder *Labrador-Bytownit* ( $Ab_3 An_4$ ), mit nicht übermässig vielen Albitzwillingsleisten und Periklinzwillingen. Gewöhnlich kommen viel Glaseinschlüsse, in unregelmässiger Gestalt oder negativen Kristallen vor. Die Glaseinschlüsse reichern sich ausnahmsweise derart an, dass der sie enthaltende Feldspat schwammartig wird. Sehr zahlreich kommen weiterhin grünlichbraune *Amphibol*bruchstücke darin vor, die *Magnetit* und kleine Glaseinschlüsse, seltener *Apatit* enthalten. Der *Amphibol* ist gemeiner grüner *Amphibol*, mit folgendem Pleochroismus:

$\gamma$  = grün, mit bläulichbrauner Schattierung;

$\beta$  = bräunlichgrün mit gleicher Absorption wie im vorigen Fall.

$\alpha$  = hell gelblichgrün mit schwächerer Absorption.

c- $\gamma$  = ca. 20°. Doppelte Zwillingsbildung nach (100) kommt vor.

In bedeutend geringerer Menge findet sich meist stark gefalteter, grünlichbrauner, umgewandelter *Biotit*, der in einem Falle den Kopf einer Augitsäule einhüllt. Auch der *Augit* spielt eine sehr untergeordnete Rolle in diesem Gestein. Unter den wenigen im Schriff vorhandenen kleinen Körnern befindet sich der Querschnitt einer 200  $\mu$  dicken, gelblich grünen *Augitsäule*, mit sehr schwachem, nach  $\beta$  gelblichgrünem Pleochroismus. Ausser kleinen *Magnetit*punkten sind rötliche Glaseinschlüsse vorhanden. Ebenso selten ist der traubenkernförmige *Quarz* von  $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{4}$  mm. Durchmesser, in dem grauliche körnige Grundmasse und hellere, kleinere Luftblasen enthaltende Glaseinschlüsse vorkommen, beide in negativen Kristallformen. Der *Magnetit* kommt auch frei im Gestein vor und beginnt stellenweise sich in *Hämatit* umzusetzen. Ausser den Bruchstücken des bimssteinigen Glases finden sich seltener dichte, umkristallisierende oder ganz umkristallisierte weisse Grundmassenbrocken, in denen wenig kleine *Magnetit*körnchen, *Feldspat*haufen und kleine *Pyroxene* und *Amphibole* zu sehen sind. Diese dünne *Amphibolandesittuff*schicht ist also ein auffallend reines vulkanisches Produkt, welches wohl heftige Explosionen zustande gebracht haben, da auf grössere Tiefe deutender grüner *Amphibol* und granitische Mineralienzusammensetzungen zusammen mit bei schneller oberflächlicher Abkühlung gebildeten glasigen Gebilden vorkommen.

Der aus den östlichen Gräben stammende untersuchte *Amphibolandesittuff* stimmt mit dem *Amphibolandesittuff* des Hidpatak überein,

mit dem Unterschied, dass wir statt der bimssteinigen Glasbrocken ein rotes *delessitisches* Verwitterungsprodukt finden.

Es ist also klar, dass diese Amphibolandesittuffschicht derjenigen ähnelt, die ich in meiner II. Veröffentlichung vom Kolozsvärer Soldatenfriedhof eingehend beschrieben habe. Die stratigraphische Lage dieses Györgyfalvaer Amphibolandesittuff ist jedoch eine andere wie die der vorigen, namentlich gehört sie zu einem höheren Niveau. Über dieser folgen im Hidpatak vorherrschend sandige Schichten, deren ganze bis 12 m. mächtige Serie dünne Mergelschichten unterbrechen. Über diesen ist im Orte Györgyfalva in dem in der Nähe der ref. Kirche befindlichen Graben auch der grobe Konglomeratsandstein vorhanden, den ich in der Umgebung von Kolozsvár als die feststellbare untere Grenze der sarmatischen Schichten bezeichnet habe.

Unmittelbar unter dem Amphibolandesittuff findet sich solcher kleinkörniger, sehr zusammengedrückter gewöhnlicher Dacittuff, in dem sehr viel, ca. 100  $\mu$  grosse mergelige Einschlüsse und wenig alte Mineralbrocken von ähnlicher Grösse vorkommen, neben welchen sich auch wenig zooglöartige<sup>1</sup>, gelbe Kugeln finden. Im Zusammenhang mit diesem kommt ein solches sandige, lehmig-kalkige, ca. 60  $\mu$  lange Glasfäden, 25  $\mu$  grosse Glaskörner enthaltende, also tuffige, mergelige Gestein vor, in dem kalkschalige Globigerinen von 40  $\mu$  Durchmesser, weiterhin Gruppen von zooglöartigen Gebilden von 10--30  $\mu$  Durchmesser und 6  $\mu$  grosse, schief auslöschende Gebilde mit optisch negativem Charakter vorhanden sind. Der Calcit bildet grade so, wie der braune, tonige Teil kleine Körner. Es herrscht im Gestein ein toniges Gebilde, das in gelblichen, dünnen Fäden schwach umzukristallisieren beginnt und das z. T. Zersetzungsprodukt feinen Glasstaubes ist, in dem auch graue, mit Luft gefüllte Haufen vorkommen. In diesem tonigen Gebilde finden sich wenig 100  $\mu$  lange *Muskorit*fäden, zerdrückter *Quarz* von 30  $\mu$  Durchmesser, spärlich 50  $\mu$  grosse Bruchstücke von *Feldspatz*willingen und vereinzelt grüner *Augit*.

Dass dieses Gestein sich in Brackwasser abgelagert hat, können wir daraus schliessen, dass darunter nach dem Dazwischentreten einer 2.5 m. mächtigen, mergeligen, sandigen Schicht dünne kohlenstreifige Schichten vorhanden sind.

Dünne Dacittuffschichten kommen nach der Begehung von Herrn XANTUS auch im benachbarten östlichen Graben vor, ca. 15 m.

<sup>1</sup> Siehe meine II. Veröffentlichung im III. Band 2. Heft dieser Zeitschrift, Seite 276.

über dem Amphibolandesituff. Es ist sehr interessant, dass der in dichte, kalkige Masse eingeschlossene glassplitterreiche Tuff auch 1 km. nördlich von Györgyfalva in dem Graben des von der ref. Kirche herkommenden Bakóbaches am Waldesrand in ca. 470 m. Höhe vorkommt, wo in einer 10 cm. dicken Schicht die durch kalkiges Material verbundenen, durchschnittlich 30  $\mu$  grossen Glasstückchen im Ganzen ca. den zehnten Teil des Gesteines betragen. Auch in diesem Gestein gibt es kleine, kalkschalige, mit schwarzem Kreuz auslöschende Globigerinen von 25–60  $\mu$  Durchmesser. Der unmittelbare untere Nachbar hiervon ist eine 25 cm. dicke, kalkige Tuffschicht, die viel lehmiger ist, so dass sie Mergel genannt werden kann. Auch in dieser gibt es kalkschalige Globigerinen, aber hauptsächlich einige  $\mu$  grosse mit schiebem Kreuz auslöschende Kugeln von negativem Charakter, weiterhin wenig Quarz-, Feldspat-, Muskovitbruchstücke und Bimssteinfäden.

Dieses Gestein trennt eine 2 m. dicke, sandige Schicht von einer 80 cm. dicken Tuffschicht, in der ausserordentlich kleine 3–4  $\mu$  grosse Glassplitter, ähnliche kleine Glimmer- und andere Mineralienreste, sowie wenige neue Produkte der Umkristallisation in glasige Grundmasse eingebettet sind. Darunter ist ein ca. 70 cm. dicker glasiger Dacituff, in dem die Grenzen der ursprünglichen Glaskörner nicht mehr zu erkennen sind. Ausser dem Glas kommen meist 0.04, mitunter auch 0.1 mm. grosse Mineralien, zum grössten Teil Quarz, wenig Muskovit und in Chlorit übergehender *Biotit* darin vor. Die ursprüngliche Grösse der Tuffkörner kann 0.01 mm. gewesen sein.

Zur Zeit der Ablagerungen der obersten Schichten des mittlern Miocän waren also ausser den Dacitvulkanen auch ferne Amphibolandesitvulkane von untergeordneter Bedeutung tätig. Der Übergang in die obere miocäne (sarmatische) Schichten vollzog sich wohl zugleich mit der stufenweisen langsamen Aussüssung des salzigen Meereswassers und mit der Ablagerung von kohlenführenden Schichten. Diese Sedimente lagerten sich in Seichtwasser ab, wofür nicht bloss die kohlenführenden Schichten, sondern auch die in den nördlich von Györgyfalva gelegenen Gräben gefundenen Wellenfurchen sprechen.

Die nähere Erkenntnis der Mikroorganismen in den feinen Sedimenten des Grabens nördlich von Györgyfalva wird ein klareres Bild dieser Verhältnisse ergeben, was die Aufgabe der Zukunft ist.

## VI. Die Antiklinale der Apahidaer Staatseisenbahnstation.

Das Nordende der als östlicher Nachbar der Dezmérier Antiklinale folgenden, sich über der Apahidaer Eisenbahnstation hinziehenden Antiklinale können wir am besten an dem, sich aus dem fast 2 km. breiten alluvialen Gebiet des Dorfes Apahida bei der Mündung des *Tarcsatales* erhebenden *Királydomb* kennen lernen. Dieser ca. 10 m. hohe, als 315 m. hoch über dem Meeresspiegel angegebene, bescheidene Hügel besteht aus einer dicken Serie von Tuffschichten, die unter 45° nach ONO zu einfallen und an deren Füsse wir den biotitführenden Mineraltuff stark limonitisiert finden, in welchem wir die untere (I.) Tuffschicht erkennen. Hierauf folgt mehrere Meter mächtig feinerer, besser geschichteter Tuff, den ganz oben weiss und grau gestreifter Tuff mit Wellenfurchen bedeckt. Die der Verwitterung besser widerstehende Tuffmasse ist schuld, dass das Ganze in Form eines Hügels aus dem breiten Überschwemmungsgebiet des Szamos hervorragt.

Weiter oben, nördlich vom *Királydomb*, in halber Höhe des als 394 m. hoch angegebenen *Tarcsa*, der sich am Rande des Überschwemmungsgebietes erhebt, ist die Schichtenreihe 1911. durch einen Steinbruch aufgeschlossen worden. Hier konnte man ca. 3·5 m. mächtigen Tuff sehen, der in seinem obern Teil geschichtet war. Im westlichen Teil dieses, ca. 45 m. höher als der vorige gelegenen Tuffzuges, fallen die Schichten unter 30° gegen NNW, am Ostende ähnlich unter 24°.

Als Fortsetzung desselben ist am Ende des oberhalb der Mündung des *Tarcsatales* in den Szamos sich erhebenden *Ősikősdomb* eine tuffige Schichtenreihe zu sehen, die durch ihr WNW-liches Einfallen unter 30° deutlich zeigt, dass die Antiklinalenachse zwischen ihr und dem vom Ende des Hügels  $\frac{1}{3}$  km. nordwestlich gelegenen *Királydomb* beginnt, deren zuvor genannte (II.) Tuffschichtenreihe weniger gehoben ist, wie die am *Királydomb* sichtbare untere (I.) Tuffschicht. Der sich von der mit 390 m. Höhe markierten westlichen Erhebung des *Ősikősdomb* abwärts ziehende Tuffzug, den ich schon bei der Dezmérier Antiklinale beschrieben habe, ist die Fortsetzung dieses II. sich in der Synklinale rückwärts biegenden Tuffzuges. Auf dem Gipfel des Hügels ist hier, wie auch weiter gegen Szamosfalva zu überall diluvialer Schotter.

Die beim *Királydomb* beginnende Antiklinale verläuft von hier südsüdwestlich über die Apahidaer Station der Staatseisenbahn hinaus, an deren östlichem Ende durch die ansehnlichen Erdarbeiten

bei Gelegenheit der Vergrösserung der Station im Jahr 1916. die Schichten des untersten Mineraltuff aufgeschlossen worden sind. Was die Lagerung der in den verschiedensten Richtungen verbogenen und unter den verschiedensten Winkeln einfallenden Tuffschichten betrifft, so können wir an der ca. 9 m. hohen, von Dacituffschichten durchzogenen Wand keine sichern Daten feststellen, soviel ist jedoch klar zu sehen, dass das unterste Glied dieser ansehnlichen Tuffschichtenreihe der Mineraltuff ist. An der Lehne des sich darüber erhebenden Hügels habe ich 1911. im Steinbruch von NATHAN IZRAEL die Tuffschichten unter  $30^\circ$  nach O einfallen gesehen, in deren Serie ich auch den biotitführenden Mineraltuff fand, so dass dieselben zweifellos als die Fortsetzung der beim Királydomb gefundenen unteren (I.) Tuffschicht anzusehen sind. Bei der Stelle, wo sich das von Dezmér kommende Tal in das Überschwemmungsgebiet des Szamos öffnet, findet sich am linken Abhang eine gegen W unter  $25^\circ$  fallende Tuffschicht, die also bereits zum westlichen Flügel der Antiklinale gehört.

Beträchtliche Tuffzüge findet man im Verlauf dieses Sattels über die Gipfel des Strimba und Búdostó (auf der Karte D. Budes-tuluj) hinaus, doch alle diese Hügel sind von Äckern bedeckt. Von hier verläuft die Antiklinale an der Ostlehne des Kopács (La Copaci) und im Tale des Salzbrunnenbaches, wo eine Salzquelle in ihre Achse fällt. Ihr westlicher Flügel fällt an der linken Seite des Sós-pataktales am Fusse des Pripo unter  $40^\circ$  nach W ein. Weiter südlich bei der Alexiquelle finden wir eine 7—8 m. mächtige Tuffschichtenreihe am Westflügel, am östlichen jedoch, auf dem *Alexigipfel* (426 m.), eine unter  $21^\circ$  nach O einfallende Tuffserie. Von hier geht die Achse der Antiklinale auf den sich am Westende von Kolozskara erhebenden Continithügel (482 m.) zu, auf dem ansehnliche Tuffzüge den Verlauf kenntlich machen. Den grössten Teil des Zuges macht aber mit reicher Vegetation bedeckter schwarzer Ackerboden aus, wo nur einzelne Bruchstücke der Tuffschichten an die Oberfläche gelangen, von denen schwer zu entscheiden ist, zu welchem Niveau sie gehören. Aus ihrer dichten Aufeinanderfolge muss man darauf schliessen, dass hier ausser der den Mineraltuff enthaltenden unteren Schicht auch die obern Tuffschichten vorhanden sind.

Südlich von Kolozskara zieht sich die Antiklinale über den *Aringipfel* (446 m.) hin, auf dem der Tuff in 15 m. Breite in unter  $50^\circ$  nach ONO fallenden Schichten sichtbar ist. Von hier abwärts an dem Abhang gegen das *Bodrogtal* zu, tritt die Tuffserie an vielen Stellen an die Oberfläche. An den nach ONO zu einfallenden

Schichten habe ich von oben nach unten die folgenden Winkel gemessen: 23°, 30°, 52°, 26°. Auch östlich von hier an der *Funtina Metyi* genannten Lehne findet man mehrere beträchtliche (ca. 5 m. mächtige) Tuffschichtenreihen, die alle in ähnlicher Weise nach ONO zu einfallen. In der Tuffserie neben der Metyiquelle finden wir oben den größern Teil des Tuffes, den wir auf dem Gipfel unten fanden, so dass wir denselben für einen zur benachbarten östlichen Antiklinale gehörigen überschobenen Flügelteil ansehen und auf eine liegende Falte schliessen müssen. Ein auffallender Zug dieser Antiklinale ist, dass sie gegen ihr südliches Ende zu, sich dem Felek-Boser Rande nähernd von ihrer südlichen Richtung schwach gegen Osten abweicht, nach Westen zu der Antiklinale des Vervölgy, nach Osten zu der von Kolozs entsprechend, denen sie auch noch in so weit ähnelt, als sie sich zu einer schiefen Falte gestaltet.

Der Tuffzug der Aringruppe reicht auf die jenseitige Lehne des Bodrogtales hinüber, wo in dem Winkel den derselbe mit der Mündung des Boser Tales bildet, ein grosses, bei Gelegenheit des Eisenbahnbaues abgebautes Gebiet die Stelle desselben bezeichnet. Über demselben, südlich vom Arin, auf dem jenseits des Bodrogtales folgenden grossen Gebiete des Bodroghügels (auf der Karte 441 m. Podierei) scheint sich von der Spitze des Arin über den Bologana herab weisser, ziemlich reiner feinkörniger, mitunter streifiger, aber in manchen an die Oberfläche gelangenden Scherben porzellanartiger Tuff hinzuziehen. Das sandige Gestein der Brüche an der Nordlehne des Bodrog erwies sich als verkalkter amphibolhaltiger Mineraltuff, wir müssen also die Antiklinale über dasselbe hinführen. Die letzte Spur des Tuff kenne ich östlich vom Bodroggipfel, am Westabhang des 392 m. hohen Hügels, wo darüber im Sattel und in der Nähe davon am Rande des nach N zu verlaufenden Grabens an- und abschwellige Schlammquellen vorhanden sind.

Ein einem höhern Niveau entsprechendes, offenbar nur in der Synklinale erhalten gebliebenes, ausserordentlich feinkörniges Tuffvorkommen kenne ich westlich vom Aringipfel in dem 409 m. hohen Sattel bei der Wegkreuzung, sowie im Sattel des Bodrogbergs zwischen den 441 m. und 451 m. hohen Erhebungen, wo Dr. v. SZENTPÉTERY auf unserem letzten gemeinsamen Ausflug sehr dichten kalkigen Tuff fand.

Auf diesem Ausflug, auf welchem ich ein par alte Messungen und Beobachtungen kontrollieren wollte, nahm ich mit Bedauern

wahr, dass in den Kriegsjahren die Arbeit in den Steinbrüchen nicht nur ins Stocken geraten ist und die Brüche auf dem Pataer Pietris verschüttet sind, sondern dass mehrere ältere gute Aufschlüsse in Folge von grössern Erdbeben in Wahrheit von der Oberfläche verschwunden sind.

**Das mikroskopische Bild des Tuffes im Zuge der Apahidaer Station der ung. Staatseisenbahn.**

Von den Tuffen des Apahidaer Királydomb habe ich mehrere mikroskopisch untersucht. Am wertvollsten ist von diesen ein durch Limonit rotbraun gefärbtes Gestein, an dem man mit freiem Auge nicht einmal den Tuffcharakter recht erkennt, wogegen das Mikroskop um so deutlicher zeigt, dass es in allen wesentlichen Zügen dem untersten Mineraltuff der I. Tuffgruppe entspricht. Ungefähr die Hälfte des Gesteines besteht aus ca.  $\frac{1}{2}$  mm. grossen Dacitmineralien: *Plagioklas*, *Biotit*, *Quarz*, *Magnetit*, die andere Hälfte aus bimssteinigen, glasigen Brocken. Fremde Mineralien darunter *Quarz* mit Gas- und wenigen Libellen enthaltenden Flüssigkeitseinschlüssen sind nur in geringer Anzahl vorhanden.

Ohne mich in die eingehendere Beschreibung des Gesteines einzulassen, erwähne ich, dass der meist Zonenbau aufweisende, viel Glaseinschlüsse enthaltende *Plagioklas* ausnahmsweise in seinen grössten Exemplaren auch 1 mm. Grösse erreicht. Vereinzelt kommen auch aus verzwilligten *Plagioklas*leisten bestehende andesitartige Grundmassenbrocken, weiterhin kleine mikrogranitische eruptive Brocken darin vor.

Das unterste Glied der aufgeschlossenen Schichtenserie des Királydomb, ein wenig limonitisches, geschichtetes, zusammen gedrücktes Gestein, besteht auch aus auffallend reinem vulkanischem Material, aber die Mineralien machen darin nur ca. den fünften Teil aus und es kommen schichtweise fremde Mineralien, darunter zerdrückter *Quarz*,  $\frac{1}{2}$  mm. grosse kristalline Schieferbrocken, *Muskovit*, *Biotit*, Kalkstein und  $\frac{1}{4}$  mm. grosse tonige Einschlüsse mit kleinen kugeligen Gebilden etwas reichlicher darin vor. Ausser den Dacitmineralien, dem vulkanischen *Quarz* und *Biotit* finden sich darin zonige, Glaseinschlüsse mit Gasporon enthaltende *Plagioklas*-bruchstücke, mit Albit- und Periklinzwillingen, die vorherrschend zum *Andesin-Oligoklas* ( $Ab_2 An_1$ ) gehören, aber auch *Andesin* ( $Ab_3 An_2$ ) und *Oligoklas-Andesin* ( $Ab_1 An_2$ ) kommen vor. Der glasige Teil besteht aus Haufen von  $\frac{1}{2}$  mm. grossen fädigen, gekrümmten Bruchstücken.



Über diesem folgt feinkörnigerer, dichter grauer Tuff mit dünner Diagonalstreifung. Mit dem Mikroskop sieht man in diesem Gestein von durchschnittlich 100  $\mu$  Korngrösse, dessen ungef. vierter Teil aus Mineralien besteht, noch mehr fremdes Material, darunter grünliche tonige Haufen, zerdrückten Quarz, kaolinisierte Feldspatbrocken und Muskovit. Zu oberst folgt gebänderter, dichter Tuff, mit weissen und braungrauen, 1–6 mm. dicken, sich mit einander verwebenden, welligen, bündeligen, streifigen Schichten. Von diesen ist nur die weisse Schicht reinerer Tuff, im braungrauen ist ausserordentlich viel unkristallisierender Ton und andere, fremde aus dem kristallinen Schiefergebirge stammende, ca. 100  $\mu$  grosse Mineralien und fremde kleine Gesteinsbrocken, darunter 30–70  $\mu$  grosse Tuffkörner, die wie auch das übrige Material, wohl vom Wasser zusammengetragen worden sind. Kalkstein findet sich in diesem Gestein keiner.

Im untersten mikroskopisch untersuchten Tuff des Steinbruches der Tarcsaöldal wechseln rote, graue, gelbe Schichten in 1–2 mm. Dicke mit einander ab. Schichtweise finden sich darin sehr viel kleine kristalline Schieferbrocken und deren Mineralien, aber es kommen auch einzelne, grössere vulkanische Feldspäte mit Glaseinschlüssen und Zonenbau, darunter Labradorit ( $Ab_1 An_1$ ) vor. Vereinzelt trifft man auch 140  $\mu$  grosse Stückchen andesitischer Grundmasse mit Feldspatleisten. In einem andern von hier stammenden Tuff finden sich schichtweise sehr viel fremde Mineralien von  $\frac{1}{2}$  mm. abwärts, im übrigen besteht es aus ziemlich reinem, zusammengeschwämmtem glasigem Material.

Vom Szamosufer westlich von Apahida habe ich auch solchen ungleichmässig Mineralien, darunter nichtvulkanischen Quarz und Muskovit enthaltenden Dacittuff untersucht, in dem  $\frac{1}{3}$  mm. grosse Glassplitter vorherrschen, in denen sich auch winzige Gebilde organischer Herkunft finden. Von Dacitmineralien enthält er Plagioklas mitunter mit vielen Glaseinschlüssen und Zirkonkörner einschliessenden Biotit. Vom Királydomb  $\frac{3}{4}$  km. südwestlich in dem Tuff der Wand beim Wehr, wo der Szamos zu erst die Wand berührt, herrschen ca. 100  $\mu$  grosse zusammengedrückte Tuffkörner, aber auch 1 mm. grosse Bimssteinstücke sind darin zu sehen mit ziemlich viel fremden,  $\frac{1}{3}$  mm. grossen Mineralkörnern. Auch hier gibt es kleine, braune, 280  $\mu$  grosse vereinzelt auch Mineralien enthaltende Grundmassenreste mit Plagioklasleisten.

Nur einzelne von den grössten vulkanischen Quarzkörnern und umgewandelten Bimssteinbruchstücken des neuestens am Ostende

der Apahidaer Station der ung. Staatsbahn aufgeschlossenen Biotitdazitmineraltuff erreichen eine Grösse von 1 mm., der herrschende Teil ist  $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{4}$  mm. gross. Mehr als die Hälfte des Gesteines besteht aus Mineralien, darunter *Plagioklas*bruchstücke mit manchmal deutlicher Zonenstruktur: *Andesin* und *Labradorit* herrschen vor. Der *Biotit* ist stark verkrümmt. Auch winzige *Amphibol*bruchstücke finden sich in *magnetitischer*, *limonitisch* verwitterter Umgebung. Spärlich kommen auch andere *eruptive* Gesteinsbrocken, kryptokristalline Haufen von Quarz und Feldspat, andesitische Grundmassenbrocken mit schief auslöschenden Feldspatleisten und ausnahmsweise *Muskovit* und zerquetschter *Quarz* darin vor. Dieses Gestein ähnelt also dem Mineraltuff des Kolozsvärer Salzbrunnens, ist aber etwas feinkörniger, weiterhin dem Mineraltuff des Királydomb.

In dem für die erste Gruppe (I.) charakteristischen Tuff des sich südlich von der Apahidaer Station der Staatsbahn erhebenden Hügels bemerkt man schon mit der Handlupe ziemlich gleichmässig verstreuten *Biotit*. Unter dem Mikroskop entspricht dieses Gestein in wesentlichen Zügen dem untern Mineraltuff des Királydomb und dem der Station, aber die Mineralkörner sind darin, was ihre Grösse betrifft, abwechslungsreicher, vorherrschend  $\frac{1}{3}$  mm. gross, indessen erreichen einige, besonders *Quarz*kristalle auch 1 mm. Grösse. Neben den zonargebauten *Plagioklas*bruchstücken gibt es auch kleine Kristalle. Das glasige Bindemittel ist ziemlich gleichmässig und in beginnender Umwandlung begriffen. Auch hier findet man 1 mm. grosse eruptive Grundmassenbrocken, sowohl solche mit dünnen zwillingsgestreiften *Plagioklas*leisten, wie auch ganz unkristallisierte.

Nordwestlich von K.-Kara, von dem von der *Funtina Alexi* westlich gelegenen Hügel stammt ein feiner, dichter, mehlig, mergeliger Tuff; blos in einzelnen Schichten desselben herrschen Haufen 10—70  $\mu$  grosser Glaskörner und Fäden vor; an anderen Stellen gibt es in den grünlichen, tonigen Theilen von ähnlicher Grösse ziemlich viel, 25—100  $\mu$  grosse Kalkbröckel, zwischen 40  $\mu$  grossen *Muskovit*- und *Quarz*bruchstücken und Glas, in deren Gesellschaft sich einige  $\mu$  grosse, optisch negative kugelige Gebilde mit schiefen Auslöschungen finden. In einem andern, hierher gehörigen Gestein kommen gruppenweise auch *Globigerinen*bruchstücke vor. Den vorigen gegenüber scheint dieses ein zusammengeschwämmtes feines Sediment zu sein, das dem Material der obern Tuffschichten ähnelt.

Ein ähnliches Tuffgestein habe ich von der Westseite des *Büdöstó*, vom westlichen Fusse des sich hier erhebenden Hügels

untersucht, das mit freiem Auge betrachtet ein geschichtetes, wellenfurchiges, streifiges Tuffgestein zu sein scheint. Unter dem Mikroskop sind darin 250  $\mu$  lange Glasfäden neben vielen kleinen 35  $\mu$  grossen Körnern zu erkennen, die alle in beginnender Umwandlung begriffen sind. Stellenweise reichern sich die grünlichgelben, 150  $\mu$  grossen tonigen Haufen stark an, wie auch alter *Quarz*-, *Muskovit*-, *Biotit*fetzen und kristalline Schieferbrocken. Also auch dieses feine, sandige, mehlige Sediment ist nicht rein vulkanischer, sondern vom Wasser zusammengetragener Tuff, dessen Habitus auf die obere Schichtengruppe hindeutet.

Von den stark gefalteten Schichten des von der Gemeinde Kolozskara südwestlich gelegenen *Aringipfels*, aus dem südlichen Teile des Zuges habe ich ein feinkörniges, graues, stellenweise weisses, von kaolinigen Streifen durchzogenes Gestein mikroskopisch untersucht, das zur Hälfte aus Dacitmineralien, vorherrschend zonisgem *Plagioklas*, *Biotit*, *Quarz*, wenig *Magnetit* und bräunlichgrünem *Amphibol*, zur andern Hälfte aus bimssteinigen Brocken besteht. Auch hier erreichen nur die grössten Körner die Grösse von 1 mm. und es kommen darin unter 40–42° auslöschende Feldspatzwillingsleisten und kleine ungewandelte, farbige Mineralien, *Amphibol* enthaltende eruptive Brocken vor. Ein von den vorigen Gesteinen abweichender Zug ist, dass hier auch kleine Kalksteinstückchen vorkommen, die z. T. einheitlichen Kristallen entsprechende 200  $\mu$  grosse Calcitkörner, z. T. kleine Calcithaufen sind, die auch Bimssteinreste enthalten. Kaolinisierte Teile sind nur in Haufen zu sehen. Über diesem Tuff kommt Sandstein vor, in dem viele verwitterte Stücke eruptiver Mineralien- und Dacittrümmer, aber auch viele  $\frac{1}{2}$  mm. grosse Stücke alttertiären Kalksteines neben *Muskovit* und zerdrücktem *Quarz* vorkommen.

Von diesem Gipfel habe ich noch einen geschichteten Tuff untersucht, in dem die reinern Schichten zur Hälfte aus fremden, vorherrschend 100  $\mu$  grossen Sandkörnern, darunter meist altem *Quarz*, weniger Glimmer bestehen, aber es finden sich auch Kalksteinstückchen, weiterhin selten Granat, sowie Globigerinen (40  $\mu$  gross). Die den Tuff bildenden Glaskörner sind ca. 100  $\mu$  gross, aber es kommen auch fädiger Bimsstein vor, der zu optisch positiven Streifen umzukristallisieren beginnt. Ausserdem findet man wenig *Magnetit*körner und andesitartige Grundmassenbrocken darin.

Von dem südwestlich von K.-Kara gelegenen Gipfel, vom Südabhang der *Padura* habe ich ein schichtweise graues, sandiges, im

übrigen ziemlich reines Tuffgestein untersucht, das zum 4-ten bis 5-ten Teil aus Mineralien, darunter bis zu  $\frac{2}{3}$  mm. grossen Plagioklaskörnern mit Zonenstruktur besteht. Die übrigen Teile des Gesteines sind zu schwach doppelbrechenden, ziegelförmigen, gelben Gebilden umkristallisierendes, stellenweise mit Luft gefülltes Glas. Die Grösse der Glaskörner wechselt zwischen 30 und 500  $\mu$ . Auch aus kristallinem Schiefer stammende  $\frac{1}{3}$  mm. grosse Bruchstücke sind reichlich darin, weiterhin umkristallisierende tonige, glimmerige Brocken von ähnlicher Grösse. Auch dieses scheint vom Wasser zusammengetragenes Material zu sein.

## VII. Die Antiklinale Apahida—Kolozs kara.

Östlich von der Achse des über die Apahidaer Station der Staatsbahn sich hinziehenden Zuges  $1\frac{1}{2}$  km. entfernt verläuft der folgende Antiklinalenzug auf dem vom Orte südlich sich erhebende *Merecis* genannten Hügel, an dessen westlichem Abhang in den Gräben mehrere Tuffzüge zu finden sind. Einzelne von diesen waren 1902. als ich sie zum erstenmal sah, durch primitive Steinbrüche aufgeschlossen. Über der Sohle des von Kolozs herkommenden Tales in 30-m Höhe fand ich die erste Schicht, an der ich ein ost-südöstliches Einfallen von  $30^\circ$  mass. Die über dieser ca 30 m. hoch folgende Tuffschicht, die ungefähr 2 m. mächtig zu sehen war, fällt bereits nur unter  $13^\circ$ . Südsüdöstlich von dem 398 m. hoch angegebenen Gipfel des *Merecis* fand ich die dickste Tuffschichtenserie. In der Fortsetzung derselben, neben dem vom Südende Apahidas nach Mocs führenden Weg und weiter nördlich sind Tuffschichten zu finden, wie auch in der südlichen Streichrichtung der übrigen Tuffschichten am Abhang des Hügels der Zug dieser Tuffsedimente verfolgt werden kann.

Weiter südlich verschwinden die bis dahin ziemlich dicht vorhandenen Tuffschichten und statt dem steilen, unversehrten Abhang finden wir zerrissene, von Erdrutschungen durchfurchte Abhänge zum Zeichen dafür, dass die Tuffzüge diese mergeligen Miocänsedimente widerstandsfähig machen.

Noch weiter östlich fand ich nur jenseits der Anfangsgräben des in das Kolozser Tal in der Gegend des Salzbrunnens mündenden Tales einen, in ca 2 km. langer nord-südlicher Streichrichtung verfolgbar dickern Tuffzug, mehr als 1 km. von dem 298 m. hohen Gipfel des *Merecis* entfernt, wo derselbe unter  $45^\circ$ , weiter südlich an dem Nordwestabhang des, auf der Karte *Városlyuk* genann-

ten, mit 438 m. Höhe angegebenen Gipfels aber unter 60° nach O einfällt. Es ist bemerkenswert, dass der mineralienreiche Tuffteil, der im vorigen Zug den obersten Teil der Schichtenreihe bildete, hier zu unterst ist. Auch dieser Umstand beweist, dass wir es hier mit einer schiefen Antiklinale zu tun haben, deren Flügel vom Kolozser Tale aus beginnend sich von einander entfernen.

Als nördliche Fortsetzung dieses dickern Tuff müssen wir an der Nordostseite von Apahida den in der Serie der Padurica-steinbrüche auf einem grossen Gebiet, in ca. 150 m. Länge aufgeschlossenen, bogenförmigen Tuffzug ansehen, dessen sich auf das alluviale Gebiet des Szamostales herablassendes Ende weithin sichtbar ist. Auch Dr. ANTON KOCH beschreibt in seinem Buche dieses Tuffvorkommen<sup>1</sup> und beschäftigt sich sehr eingehend mit den im untern Teil der Schichtenserie vorkommenden Kugelconcretionen. Über der 6 m. dicken Tuffschichtenreihe ist auch noch eine 1—2 m. mächtige Mergelschicht vorhanden, an denen ich 1902 ein nordnordöstliches Fallen unter 20°, weiter oben unter 10°, noch weiter oben am obern Ende des Steinbruchs ein solches, fast nördliches unter 12°, stellenweise unter 17° gemessen habe. Ungefähr einviertel km. vom untern Ende zeigen jedoch die grünlichen lockern Schichten bereits 11° östliches Einfallen, nähern sich also in ihrer Lagerung der des Merceis.

Durch die Aufmerksamkeit Herrn ANDREAS OROSZ', gelangte 1906 aus diesem Steinbruch ein grösseres, 126 cm. langes, durchschnittlich 20 cm. dickes und mehrere kleinere, durch Quarz und Chaledon versteinerte Holzstücke in unsere Sammlung, welche Dr. Tuzson als eine *Pinus tarnocensis* nahe stehende Art bestimmt hat. Dieser interessante organische Überrest lag ca. 100 vom nördlichen unteren Ende des Steinbruchs 3.5 m. tief unter der Oberfläche zwischen den Tuffschichten, welche hier unter 21°, 23° einfallen. Die Concretionen kommen im höhern Zug der Steinbruchserie 1.70 m. unter dem Niveau des versteinerten Holzes vor.

ANTON KOCH gibt in seinem Buche 15°-iges Einfallen nach NW. an und bringt diesen Tuff mit dem vom Steinbruch fast einen km. westlich, am Fusse der Szamosbrücke befindlichen Tuff durch grade Streichrichtung in Verbindung. Nach dem Gesagten kann höchstens der schwach zurückgebogene entgegengesetzte Flügel als Unterlage der Brückensäulen dienen. Es scheint, dass die Lagerung stufenweise nach N. zu in die Randstruktur übergeht, die zu

<sup>1</sup> DR. ANTON KOCH: Tertiäre Bildungen im Siebenbürger Becken. II. Budapest 1900. Seite 62—64 (ung. Text.)

dem fast nord-südlichen Antiklinalenzug quer steht, wie wir es auch bei den vorigen beiden Falten festgestellt haben.

In die Apahida—Kolozskaraer Antiklinale fällt im untern Teil des Kolozskaraer Tales der Salzbrunnen, neben dem man in der Nähe der Kolozser Strasse auch schwaches Gasentweichen wahrnehmen konnte. Diesem gegenüber an der westlichen Seite der Bahnlinie in der linken Ecke der Einnündung des Búdöstótales sind viele Tuffscherben zu sehen die auf einen alten erloschenen Schlammvulkan mit einstmaligen heftigern, denen von Sorostély ähnlichen Gasausbrüchen schliessen lassen. Auf der andern Seite des Búdöstótales, auf dem sich gegen K.-Kara zu erhebenden Királyhegy, finden wir die südliche Fortsetzung des Tuffzuges des *Merecis*, an dessen westlicher Lehne ich 1902 mergeligen Tuff in einer Breite von 10 m. gegen WNW. einfallen sah. Weiter oben auf dem Rücken war auf derselben Seite eine 3 m. mächtige Tuffschicht zu sehen, die unter 25° nach W. fiel. Weiter fand ich über der K.-Karaer Domäne einen westlich einfallenden sandigen Tuff. Der auf der Westseite aufgeschlossene, dünne, dichte,  $\frac{2}{3}$  m. dicke Tuff fällt jedoch schon unter 25° nach ONO, der in der Nähe, südwestlich von dem 431 m. hoch angegebenen Gipfel, am Rande des Dorfes aufgeschlossene Mergel aber nach W. ein. Es ziehen sich also wenigstens 3 Tuffschichten am Abhang des *Királyhegy* entlang. In Anbetracht dessen dass auch auf dem östlichen Teil des ganzen, als Ackerfeld benützten, Zuges des Királyhegy hie und da verstreut, im Zusammenhang mit vorzüglichem Quellwasser Tuffschichten zu finden sind, deren Fortsetzungen im östlichen Teil des Dorfes nach O einfallen, geht die Antiklinalenachse über den 431 m. hoch angegebenen Hügel. Dies kann man weiter südlich weniger gut verfolgen, denn das jenseits von K.-Kara wegen der Nähe des Randes stark ostwärt gekrümmte Ende der über die Apahidaer Station der Staatsbahn gehenden Antiklinale drückt sie stufenweise zusammen.

Ich kenne keinen Ort, wo die Tuffschichten dichter auf einander folgen, wie im Orte Kolozskara und in der Umgebung des Dorfes, also dort, wo die beiden Falten immer mehr aneinander gedrängt werden. Leider kann man die Lagerung der Schichten nicht an vielen Stellen sehen und muss auf Grund des Gesehenen mehrere nachträgliche Verrutschungen annehmen, in Folge dessen die zugehörigen Teile der nahe an einander geratenen Züge schwer von einander zu trennen sind. Von meinen dies bezüglich Messungen mögen hier einige Notizen aus dem Jahr 1911 folgen. Am östlichen Ende des Dorfes im Graben über der Brücke (Fontinica) östliches Einfallen

unter 42°, es kommt jedoch auch WNW-liches Einfallen vor. Weiter westlich unter der Kirche sind schwach ostwärts einfallende Tuffschichten. Von hier 50 m. entfernt, neben dem Weg ist wieder Tuff mit westlicher Einfallsrichtung zu sehen, aber weiter, 70 m. entfernt, fällt eine dünnere Tuffschicht wieder östlich ein. Auf dem Feld Szoponyicza, ist der Tuff stärker verschoben.

Die Tuffzüge des Westflügels sind im westlichen Teil des Dorfes, aber hauptsächlich in der Umgebung des auf der linken Seite des Malmostales gelegenen gräbendurchzogenen Gebietes gut zu sehen, wo im ärarischen Steinbruch die 1— $\frac{1}{2}$  m. dicke Tuffschicht unter 42° nach NO einfällt an deren unterem Ende die mergelige Schicht erscheint (also eine liegende Falte). Von hier  $\frac{1}{2}$  km. aufwärts kommt wieder ähnlicher Tuff vor, der nach NO einfällt. Nördlich vom ärarischen Steinbruch über dem grossen Graben fällt der Tuff nach NO unter 25°, weiter nordöstlich 50 m. entfernt in derselben Richtung unter 32°. Über diesen folgen jedoch sanft geneigte Schichten.

Jenseits des breiten *Malmosvölgy* zieht sich diese ansehnliche Tuffschichtenreihe auf den 428 m. hohen *Botoshegy* (auf der Karte N.-Uezului), auf dem ich zwei breite Tuffzüge gefunden habe. Der eine zieht sich am westlichen oberen Teil des Berges, wo in dem alten Steinbruch Husumál die Schichten unter 23° nach ONO einfallen. In ihrer Richtung am nordwestlichen Fusse des Hügels kommt in der Nähe der Mühle wie Sandstein aussehender feinkörniger Mineraltuff vor, dessen eigentlichen Charakter wir nur unter dem Mikroskop kennen lernen werden. Der zweite Tuffzug zieht sich von dem grossen Bruch über dem Tal des *Malmostó* auf die Mitte des Berges empor. Nördlich von hier in der Nähe des Tuffzuges,  $\frac{1}{2}$  km. weit unterhalb der Mühle, befindet sich der Kolozsboser Salzbrunnen, daneben in der Streichrichtung Salzquellen und dicke Kochsalzausblühungen. Von hier  $1\frac{1}{2}$  km. nach SO liegt am östlichen Fusse des Botos, in der grossen Krümmung der Eisenbahn, der K.-Karaer Salzbrunnen, von einem sehr beträchtlichen Salzgebiet umgeben. Als östliche Fortsetzung der Tuffzüge des Botos kommt auch auf dem benachbarten *Cziglagipfel* viel Tuff vor. Aber auch zwischen dem Salzbrunnen und dem Tunnel im Einschnitt der Eisenbahnlinie fand ich eine 1 m. mächtige Tuffschicht, die unter 48° nach ONO einfällt.

**Das Ergebnis der mikroskopischen Untersuchung der Tuffschichten der Antiklinale Apahida-Kolozskara.**

Der auffallendste Zug der Tuffschichten dieser Antiklinale ist der, dass unter den vielen, davon gesammelten und untersuchten Tuffstücken kein einziges ist, welches sicher mit der ersten (I.) Dacit-mineraltuffschicht zu identifizieren wäre. Dagegen kommen am Süden der Antiklinale in der Nähe der vorhin erwähnten Salzgebiete mehrere solehe, meist nur mikroskopisch erkennbare Amphibolandesituffe vor, denen ähnliche Sedimente im tiefern Teile der benachbarten Kolozser Antiklinale gefunden worden sind. Wenden wir uns also zuerst diesen, als dem interessantesten Ergebnis der mikroskopischen Untersuchung zu.

Das eine aus dem von Kolozskara südlich gelegenen Tal, aus der Nähe der am Fusse des Botos befindlichen Mühle stammende, geschichtete, starre Brüche aufweisende, graue, dichte, sandsteinartige Gestein erweist sich unter dem Mikroskop als *Amphibolandesitmineraltuff* mit kalkigem Bindemittel, in dem sich nur wenig nicht vulkanische Mineralien finden. Glas-, mitunter Flüssigkeitseinschlüsse enthaltende, isomorph-zonare, sehr basische *Plagioklas*-trümmer sind zahlreich vorhanden, deren Grösse wie im Allgemeinen auch die der übrigen Mineralien zwischen  $\frac{1}{8}$  -  $\frac{1}{4}$  mm. schwankt. Viel grünlichbrauner *Amphibol* ist darin vorhanden, weiterhin *Magnetit*, der sich hauptsächlich in einzelnen dünnen Schichten zahlreicher ansammelt. Auch wenig *Quarz*körner finden sich und als Seltenheit *Apatit*. Das Gestein enthält sehr wenig verkrümmten kleinen *Muskovit*, zerdrückten *Quarz* und fast  $\frac{1}{2}$  mm. grosse Kalksteinbröckel.

Ähnliche andesitische Tuffsedimente haben wir 3 km. nordwestlich von diesem Vorkommen bei Kolozs, sowie in grösserer Entfernung westwärts zwischen den tiefern Schichten des Kolozsvärer Soldatenfriedhofes kennen gelernt. In Anbetracht dessen dass in diesen Gesteinen das schichtweise stärkere Auftreten des *Amphibol* und *Magnetit* auf nachträglichen Wellenschlag, das Bindemittel jedoch auf noch spätere Verkalkung hindeutet, kann ich dieses andesitische Sediment nicht ganz mit dem in meiner I. und II. Veröffentlichung aus der erwähnten Gegend beschriebenen ursprünglichen (primären) Tuffsedimenten, ebensowenig mit den weiter oben vom Györgyfalvaer Gebiet beschriebenen Amphibolandesituffen identifizieren. Die auch in den weiter unten folgenden Gesteinen sich offenbarende grössere Rolle dieses basischern Tuff deutet darauf hin, dass wir es hier mit tiefern Tuffsedimenten, also mit dem inneren Teil der schiefen Falte zu tun haben.



Vom Botos habe ich auch *größern Sandstein* untersucht, in dem man mit dem Mikroskop neben dem vulkanischen Quarz viel alten zerdrückten Quarz erkennen kann. Weiterhin findet sich darin grünbrauner Amphibol, viel Feldspat, Magnetit, Kalksteinstückchen, wenig 200  $\mu$  grosser Zirkon, Dacitgesteinsbrocken und, was das interessanteste ist, Kalkerbsen-(Ooid-)Körnchen von  $\frac{1}{3}$ —1 mm. Durchmesser. In vielen Fällen hat sich Kalkkarbonat um Plagioklas, Magnetit oder andere kleine Gesteinskrümchen abgelagert und oolithischen Sandstein zu Stande gebracht. Es ist sehr wahrscheinlich, dass wir es hier mit einem ähnlichen, unter dem Einfluss einer Brackwasserküste und Wüstenklima gebildeten oolithischen Sediment zu tun haben, wie es J. WALTHER neben Suez am Ufer des roten Meeres entdeckt, das K. ANDRÉE neuerdings unter gewissen Vorbehalten zu den *halmyrogenen* (kochsalzartigen) Meeresablagerungen des Strandes zählt.<sup>1</sup> Hiefür spricht auch die Nähe des Kochsalzes.

Der vom Einschnitt des ersten Karaer Tunnels stammende Dacittuff bestand ursprünglich aus ziemlich reinem vulkanischem Material, namentlich aus verwitternden, stellenweise umkristallisierenden Glasbrocken, in denen sekundäre Calcitpartien entstanden und die stellenweise limonitisiert sind. In einzelnen Schichten besteht fast die Hälfte des Gesteines aus *Plagioklas, Quarz, Amphibol, Magnetit* von  $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{6}$  mm. Durchmesser, worunter nur wenig ältere, nicht vulkanische Mineralien, namentlich kleiner zerquetschter *Quarz* und kristalline Schieferbrocken vorkommen. Spärlich erscheinen zwischen diesen auch kleine kalkige Partien. Weiterhin finden sich ganz umkristallisierte, 130  $\mu$  grosse *Andesitgrundmassen* krümchen, einzelne mit Feldspatleisten, mit limonitischen Punkten.

Ich habe noch den von der Westseite des Botos stammenden geschichteten porösen Tuff untersucht, in dem mit der Handlupe gleichmässig verstreute, kleine Biotitblättchen zu erkennen sind. Unter dem Mikroskop bemerken wir den überraschenden Zug, dass in diesem weissen, fast als reiner Tuff erscheinenden Gestein schichtweise ausserordentlich viel kleiner, 100  $\mu$  grosser, *Feldspat, Quarz, Biotit*, wenig grünlichbrauner *Amphibol*, Magnetit und kristalline Schieferbrocken vorhanden sind, so dass dieselben stellenweise vorherrschen. Ausserdem finden sich wenig  $\frac{1}{2}$ , ja sogar 1 mm. grosse Mineralien darin, darunter wenig, ca 100  $\mu$  grosse Kalksteinstückchen, von denen einige porös geworden sind, als ob

<sup>1</sup> K. ANDRÉE. Über Sedimentbildung am Meeresboden. Geol. Rundschau. VII. Band, Seite 279.

sie sich nachträglich aufgelöst hätten. Mitunter sind in grössern Quarz- und Feldspatkristallen Glaseinschlüsse zu sehen.

Der glasige Teil des Tuff besteht aus grössern, ca 300  $\mu$  grossen Bimssteinstückchen, aber hauptsächlich aus Haufen kleiner, ca 70  $\mu$  grossen Glaskörnchen, zwischen dessen auch wenig Ton zu sehen ist. In dem aus einer andern Schicht des Gesteines hergestellten Schliff finden wir bereits ca 1 mm. grosse, wirre Bimssteinstückchen, die verwittert sind und stellenweise zu der Länge nach positiven, kaolinischen Fasern umzukristallisieren beginnen, aber stellenweise erscheinen auch verkalkende Partien. Schichtweise reichern sich auch hier die, vorherrschend aus 500–200  $\mu$  grossen, meist aus kristallinem Schiefer, darunter wenig *Muskovit* bestehenden sandigen Gebilde an. Auch umkristallisierende Rhyolithstückchen kommen vor.

Der von dem von der K.-Karaer Dampfmühle westlich gelegenen Hügel stammende Dacittuff ist ein geschichtetes Gestein, der eine Teil mit 1–3 mm. grossen Löchern, die durch den Ausfall feinkörniger Bimssteinteilchen entstanden sind; der andere Teil etwas grösserkörnig und durch Limonit gefärbt. Unter dem Mikroskop erweist sich der dichte Teil als ein Haufen von vorherrschend 40  $\mu$  grossen Glaskörnern, die eine dünnere oder dickere, tonige, glimmerige Hülle umgibt, welche sich stellenweise derart anreichert, dass ihre Quantität der der Glasmasse gleich kommt. Darunter kommt nur wenig 20  $\mu$  grosser und kleinerer *Quarz* und andere Mineralien alter Herkunft vor. In dem gröbern Teil sind 200  $\mu$  grosse und grössere Glasbruchstücke, darunter wenig 200  $\mu$  grosse, hauptsächlich aus *Quarz*, *Biotit* und *Feldspat* bestehende Mineralkörner vorhanden, zum Zeichen einstmaliger Wassergänge mit einer dünnen Limonitausscheidung unmittelbar über der wasserundurchlässigen Schicht. Dieses Gestein zeigt also nicht mehr die für die untere Tuffgruppe charakteristischen Eigenschaften.

Der vom Ostende der Gemeinde Kolozskara, von der Fontinicza stammende, dichte, dünn-schichtige Tuff erweist sich unter dem Mikroskop gleichfalls als sandiger Tuff, in dem 130  $\mu$  lange weisse Glasfäden in kleinere gelbliche, tonige Glaskörner eingebettet sind, zwischen welchen jedoch auch grössere, braune, starre, röhrenartige Bimssteinstücke vorkommen. Ein-fünftel des Gesteines, schichtweise aber auch noch viel mehr, besteht aus fremden Mineralien, meist *Quarz* und *Muskovit*, von denen die *Muskovitäden* eine Länge von 200  $\mu$  erreichen, die kleinern Mineralien jedoch 60  $\mu$  gross sind. Es scheint also auch diese Schicht zur oberen Tuffgruppe zu gehören.

Einen geschichteten weissen Dacittuff von grösserem Korn als der vorige habe ich nördlich von Kolozskara oberhalb der Eisenbahnstation gesammelt. Unter dem Mikroskop erweist sich derselbe als sandig, stellenweise jedoch als tonig, insoweit, als ca 140  $\mu$  grosse weisse, kleine Glasfäden in reichlicheres toniges, bräunlichgraues Sediment eingebettet sind, die Haufen von 250  $\mu$  Durchmesser bilden. Auch unter den Mineralien des sandigen Teiles gibt es 200  $\mu$  betragende, also grössere *Plagioklase* mit Zonenbau, Glas- und vielen Lufteinschlüssen, weiterhin *Quarz* und *Biotit*, aber es sind auch viele kleinere, meist aus kristallinem Schiefer stammende Mineralien, darunter *Muskorit* und wenig 100  $\mu$  lange *Turmalinsäulen* vorhanden.

Der aus der Ostseite des Királydomb vom Pflug ausgeworfene, graue, geschichtete Tuff erscheint lockerer, poröser als der vorige; 150  $\mu$  lange, weisse, bimssteinige, frische Glasfäden sind darin in tonige Teile eingebettet. Nur schichtweise kommt darin aus kristallinem Schiefer stammender, 200  $\mu$ , aber ausnahmsweise auch 750  $\mu$  grosser *Feldspat*, *Quarz*, *Biotit* vor, welche sich in einzelnen Partien dicht anhäufen.

Der nördlich von Kolozskara, von der Ostseite des Rédeytales stammende dichte, graue Tuff zeigt unter dem Mikroskop richtungslose Struktur, in der nur die längsten Bimssteinfäden die Länge von 500  $\mu$  erreichen. Den Raum zwischen den Bimssteinfäden erfüllen 30–40  $\mu$  grosse tonige Partien die stellenweise  $\frac{1}{3}$  des Gesteines ausmachen. Aber ausserdem nehmen noch ungefähr zum 6-ten Teil 50–150  $\mu$  grosse fremde Mineralien am Aufbau teil, namentlich: *Feldspat*, *Quarz*, *Muskorit*, *Biotit* und kristalline Schieferbrocken. Auch ein Turmalinbruchstück von 110  $\mu$  Durchmesser fand ich darin, dessen bläulichen innern Kern im Schnitt nach (0001) eine bräunliche Hülle umgibt. Diese Mineralien kommen nicht schichtweise und auch nicht ganz regelmässig verstreut im Gestein vor.

Aus dem nördlichen Teil des Zuges, vom Westflügel, südlich von Apahida vom *Merecis* habe ich zwei dichte Tuffe untersucht. Der eine erscheint mit freiem Auge betrachtet als ein bläulichgraues, gleichmässiges Gestein. Unter dem Mikroskop ist dichte Glasmasse das herrschende darin; darunter finden sich einzelne 750  $\mu$  lange Bimssteinfäden, mit in Ton übergegangenen röhrenförmigen Teilen. Aber auch viel Ton ist vorhanden, mit winzigen Mineralien, meist *Glimmerfäden*. Ungef.  $\frac{1}{6}$  des Gesteines besteht jedoch aus 150  $\mu$  langen fremden Mineralkörnern: zersetzter *Plagioklas*, *Muskorit*, *Biotit*,

*Quarz*, aber auch *Amphibol*. Im andern Gestein herrscht 750  $\mu$  langer Bimsstein, dessen Fäden wirre Haufen bilden, darunter mit viel 100  $\mu$  grossen Glaskörnern und tonigen Partien. Ausser kleinem (100  $\mu$ ), altem *Quarz*, *Feldspat*, *Muskovit*, kristallinen Schieferbrocken und *chloritischem Biotit* finden sich wenig rote Hämatitblättchen, aber hier und da auch einzelne grössere von den aufgezählten Mineralien.

Aus der nördlichen Fortsetzung dieses Zuges stammt der folgende, untersuchte, milchweisse, eine schwache starre Schichtung verratende Tuff. Unter dem Mikroskop kann man sehen, dass dieses Gestein wesentlich aus Haufen kleiner, meist 20  $\mu$  grosser Glaskörner besteht, unter welchen sich auch einzelne grössere, höchstens 250  $\mu$  lange Bimssteinfäden befinden. Es ist jedoch auffallend, dass unter diesen glasigen Gebilden viel mehr tonige Teile sind, als man der weissen Farbe des Gesteines nach annehmen sollte; da dasselbe auch im reinsten Teil bloss ca.  $\frac{1}{3}$  des Gesamthaltens ausmacht. Darunter kommen 2–3  $\mu$  grosse Kalkkörnchen vor, es ist also eigentlich Mergel mit vulkanischem Glase vermengt. Es gibt aber auch einen Teil in diesem Gestein, in dem bis  $\frac{1}{2}$  mm. grosse grünbraune, unkristallisierte, tonig-glimmerige Partien und Feldspatkörner vorkommen. Weiterhin finden sich ca.  $\frac{1}{2}$  mm. dicke sandige Streifen aus ungef. 100  $\mu$  grossen, dem kristallinen Schiefer entstammenden, Gesteins- und Mineralbrocken bestehend, darunter ausser den gewöhnlichen Mineralien kleine, im Mittel 40  $\mu$  grosse Zirkon, Granat und Turmalinkristalle. Auch in diesem Tuff gibt es 200  $\mu$  grosse Andesitbrocken mit Plagioklasleisten.

Aus dem Ostflügel dieses Zuges habe ich einen dichten, geschichteten Tuff untersucht, dessen Schichten von unkristallisierten tonigen Fetzen verursacht werden, andererseits aber ca. 50  $\mu$  grosse Gesteins und Mineralbrocken aus kristallinem Schiefer sich um die ungef. 100  $\mu$  betragenden verklebten Glaskörner herum anreichern. Zwischen den Sandkörnern finden sich ausser dem gewöhnlichen *Quarz*, *Feldspat*, *Muskovit*, *Biotit* in *Chlorit* übergehende färbige Mineralien. 200  $\mu$  grosse Mineralien kommen nur vereinzelt vor. Der wesentliche Bestandteil dieses Tuff ist also nicht vulkanisches Material.

Aus dem Westflügel des Zuges noch weiter nordwärts habe ich einen dichten weissen Tuff untersucht, der sich unter dem Mikroskop gleichfalls als von sandigen Schichten durchzogener mergeliger Tuff erweist, mit höchstens 100  $\mu$  grossen Mineralkörnern. Seine kleinen Glasteile beginnen umzukristallisieren. Auch wasserklare, optisch

negative Sphärolithe kommen darin vor. Aller Wahrscheinlichkeit nach sind diese Schichten zum II-ten Tuffzug zu zählen.

Von den Tuffen des am Nordostende von *Apahida* gelegenen *Peturit*steinbruches habe ich mehrere untersucht. Von diesen ist das aus dem untern Teil des Steinbruches stammende, körnige, etwas poröse Gestein z. T. bläulich, z. T. rötlich gefärbt, oder es sind durch Wellenfurchen von einander getrennt, beide Farben in einem Handstück verwoben. Im untersten gröbsten Gestein finden sich im Durchschnitt 200  $\mu$  grosse, vorherrschend nicht aus Dacit stammende Mineralien: *Feldspat*, darunter auch *Orthoklas*, *Biotit*, *Muskovit*, *Quarz*, von letzteren sind einzelne erfüllt von in Zügen angeordneten Gaseinschlüssen. Es finden sich ferner kristalline Schieferstückchen, nicht schichtweise, aber auch nicht gleichmässig verteilt, so dass dieselben zusammen ca  $\frac{1}{6}$  des Gesteines ausmachen. Der vorherrschende Bestandteil des Gesteines ist umgewandelter Bimsstein und Glas in Haufen, worunter auch wenig tonige Verunreinigungen vorkommen. Die rote Farbe wird hier, wie auch in einem andern, ähnlichen, aber feinkörnigern Gestein von einem limonitischen Zerfallsprodukt verursacht. Ausnahmsweise finden sich auch  $\frac{1}{2}$  mm. grosse Bimssteinstücke darin.

Es ähnelt ihm ein drittes, aus dem untern Teil des Steinbruches stammendes Gestein, welches jedoch durch die unregelmässige Verteilung dieser Mineralkörner, namentlich dadurch, dass  $\frac{1}{10}$  mm. grosse und kleinere alte Mineralien, hauptsächlich kristalline Schieferbrocken in einzelnen dünnen Schichten sich anreichern, geschichtet ist. Darunter befinden sich ausser den erwähnten Mineralien grünlichbrauner *Amphibol*, andererseits *Feldspat* mit Glaseinschlüssen, weiterhin kleine kaolinisch umgewandelte Partien. Ein vierter Dacittuff besteht aus kleinen Glaskörnern, die zu optisch positiven flaumigen Fäden umzukristallisieren beginnen und unter denen sich nur vereinzelt  $\frac{1}{2}$  mm. grosse Bimssteinstückchen finden. Den vorigen gegenüber besteht der wesentliche Unterschied darin, dass nur sehr wenig 70  $\mu$  grosse tonige Partien darin vorkommen. Kleine 40–50  $\mu$  grosse Krümchen aus kristallinem Schiefer, hauptsächlich aus Quarz etc. bestehend, machen ca  $\frac{1}{6}$  des Gesteines aus, aber es kommen darunter auch grössere (150  $\mu$ ) vor. Ein anderes Gestein enthält etwas mehr fremde Mineralien: 45  $\mu$  grossen *Quarz*, *Biotit*, *Muskovit*, der Hauptunterschied ist jedoch der, dass Kalksteinkörnchen in 20–150  $\mu$  Grösse, einzelne durch Eisen gefärbt, weiterhin gekammerte Kalkschalentrümmern darin mit tonigen mergeligen Körnern vorkommen, unter denen sich auch

Kügelchen von 6  $\mu$  Durchmesser mit schiefen, optisch negativen Strahlen finden. Senkrecht zur Schichtung sind sekundäre Auscheidungen von *Magnetit* und *Biotit* zu sehen.

Das Material der auch von DR. A. KOCH behandelten *Concretionen* ist dem der vorigen ähnlicher, feinkörniger, verschieden gefärbter Tuff, der sich in erster Reihe durch grössere Dichte und grösseres Gewicht vom übrigen Tuff unterscheidet. In den mikroskopisch untersuchten Concretionen habe ich 260–500  $\mu$  langes, rein weisses frisches Glas und teilweise in Ton übergegangene Bimssteintrümmer gefunden, die  $\frac{1}{2}$ – $\frac{1}{3}$  des Gesteines ausmachen. Ausnahmsweise finden sich einzelne Bimssteinstückchen, die länger sind als 1 mm. Die Zahl der zwischen den Glasbruchstücken vorkommenden Mineralkörner ist nicht gross, in einem Tuffstück beträgt sie nur  $\frac{1}{2}$ , des Gesamtinhaltes. Sie sind 300  $\mu$  gross und kleiner. Der *Feldspat* ist darunter am stärksten vertreten, worunter ich *Labradorit* und *Labrador-Bytownit* bestimmt habe, ausserdem findet sich in einigen *Biotit*, weiterhin mehr *Apatiteinschlüsse*. Ausser diesen kommen nicht sehr zahlreiche *Muskovit*blättchen, kristalline Schieferstückchen und *Quarz* mit Flüssigkeitseinschlüssen und Libellen vor. Alter, 120  $\mu$  langer *Diopsid* und *Amphibol* kommen vereinzelt auch hier vor. Dass das ganze Gestein verbindende Material ist der sekundär hinzugekommene, meist in 50–60  $\mu$  grossen Körnern vorhandene *Calcit*, der fast ein zusammenhängendes Netz darstellt. Der im Apahidaer Steinbruch gut aufgeschlossene Tuffzug gehört also zur II. Tuffgruppe, der aus seinem südlichen Zug hier in das nordöstliche Streichen des Tarcsaer Steinbruches übergeht. Hiemit endigt also der Zug dieser Antiklinale.

DR. FRANZ VAJNA v. PÁVA schreibt auf dieses Gebiet bezüglich in seiner oben erwähnten Veröffentlichung das Folgende: „Auf Grund der bisherigen Forschungen scheinen auf meinem Gebiet die tektonischen Verhältnisse auf dem Gebiet zwischen Kolozsvár, Apahida, Kolozs und Ajton am verwickeltesten zu sein. Zwischen Apahida und Kolozs finden wir ausser den bisher erwähnten Falten, (nämlich der Dezmérer „doppelten Falte“) noch drei. Von diesen scheint die westlich von Apahida im Szamostal beginnende noch zum Dezmérer Hügel zu gehören und verläuft südlich in der Richtung der Station und mit dem Abschluss der südlich von Pata befindlichen Faltengruppe neigt sich auch die Achse dieser Falte abwärts, worauf dann alle vier Tordaer Falten eine Fortsetzung haben, als Faltengruppe auch nach der Ajton–Bozser Achsen-senkung.“

Aus dem Gesagten geht hervor, dass meine Erfahrungen als in Obigem beschriebene südliche Fortsetzung der Antiklinalen gegen Torda nicht bestätigen, ebensowenig wie die Existenz der „Dezmér doppelten Falte“ und die Angabe im Profil des II. Bildes, der zu Folge auf dem Gebiet zwischen Dezmér und Kolozskara die Kolozser und Kolozsvärer oberen Schichten („obere mediterrane Stufe“) fehlen und nur die dort befindlichen tiefern Schichten an die Oberfläche gelangten.

### VIII. Die Antiklinale der Eisenbahnstation Kolozs—Kolozskara.

Wir haben gesehen, dass die weiter oben behandelte Antiklinale Apahida—Kolozskara sich in ihrem nördlichen Teile bei Apahida sehr verbreitert, in ihrem südlichen Teil in der Gegend von Kolozskara jedoch an ihren westlichen Nachbar gedrängt, stark zusammengedrückt und zerstückelt ist und dass sie aus ihrer ursprünglichen südlichen Streichrichtung sich ostwärts krümmend in der Nähe des tafelartigen Sarmatarandes sich in der Richtung der Antiklinale des Vervölgy verliert. Zu dieser Antiklinale gesellt sich gegen Osten in ca 2 km. Entfernung — ausgehend vom südlichen Fusse des 474 m. hohen Zapogya (Pusztaszilvás) — eine zweite Antiklinale, welche gradlinig nach S zu auf die Kolozskaraer Eisenbahnstation läuft und in ihrem nördlichen Teil, entsprechend der Verbreiterung der benachbarten, sehr zusammengedrückt ist. In ihrem südlichen Abschnitt ist sie in dem breiten Kolozser Tal nicht gut zu verfolgen, soviel kann jedoch mit Sicherheit festgestellt werden, dass sie nach einem etwa 6 km. langen Zuge bei der östlichen Krümmung ihres westlichen Nachbars endigt, in dem sie zwischen den beiden stärkern, zu schiefen Falten gedrückten Nachbarn keinen Platz hat. Die sie vom östlichen Nachbar trennende, gleichfalls zusammengedrückte Synklinale geht bei der auf der Generalstabskarte Hurubák genannten Häusergruppe, an der mit 318 m. angegebenen Stelle des Kolozser Tales vorüber.

Die Tuffschichten der Antiklinale der Station Kolozs—Kolozskara kann man auf dem Zapogya-(Bucs-)gipfel und auf seiner südlichen Fortsetzung gut sehen. Auf dem Nagyverőfőnyes im Graben über dem Pusztaszilvás-er Brunnen sind die Schichten des Westflügels vielleicht durch Abrutschung in ostwestliche Richtung gelangt, was jedoch das allgemeine Bild nicht beeinflusst. Die am schönsten und längsten zusammenhängenden Tuffzüge finden wir weiter südlich auf dem Zútor, von dessen 455 m. hohem Gipfel nach

O und W zu auf einer mehr als 1 km. langen Linie je ein Tuffzug des Westflügels verfolgt werden kann. Dieselben verraten fast N—S-liche Streichrichtung und am sehr steilen Südende der untern Schicht, die 1899 durch einen Steinbruch aufgeschlossen war, ein steiles westliches Einfallen unter 45°. Im untern Tuffzug des Westflügels ist die grössere Mineralkörner enthaltende Tuffschicht zu unterst gelagert. Von hier etwa 175 Schritte westlich zieht sich der obere Tuffzug, den ich schon 1899 in nördlicher Richtung gegen den Pusztaszilvás zu in ganzer Länge festgestellt habe.

Noch länger kann man die Tuffschichten im Ostflügel der Antiklinale verfolgen, wo sie auf dem südlich vom Nagyverőfényes gelegenen Acker und weiter am Zemzuge abwärts gegen den Surján zu, sodann am Abhang des Szennyes gegen Kolozs zu in etwa 5 km. langem Zuge mit kleinern oder grössern Unterbrechungen in zwei, an mehreren Stellen sogar in drei Tuffschichtenreihen zu sehen sind. Mit dem südlichen in der Nähe von Kolozs gelegenen Teil dieses Zuges habe ich mich bereits in meiner I. Veröffentlichung beschäftigt, deshalb erwähne ich hier blos bezüglich des nördlichen Teiles, dass die der Antiklinalenachse am nächsten gelegene untere Tuffschichtenreihe am Westabhang des Zem einen sich etwa in 20 m. Breite hervorhebenden Rand bildet und von hier nördlich gegen den Pusztaszilvás zu noch ca.  $\frac{1}{2}$  km. weit zu verfolgen ist. Südlich vom Zem zieht sie sich von Quertälern durchbrochen weiter. Hier war sie auf dem Surján 1899 in einem Steinbruch etwa 10 m. mächtig zu sehen; sie fiel unter 30° östlich ein, so dass der mit scharfem Rand endigende untere, grobe, mineralienreiche Teil unten, also auf der Westseite war. Die Fortsetzung dieses Zuges gelangt an der rechten Seite des von der Kolozskaraer Station sich gegen O zu öffnenden Tales am untern Ende der Felder in einer ca. 10 m. breiten mergeligen, sandigen Tuffserie an die Oberfläche. Weiter südlich am Westabhang des Szennyes kann man sie in einem etwa 1 km. langen, zusammenhängenden Zuge, wo sie eine ca. 8 m. mächtige Schichtenreihe bildet, unter 30° nach ONO einfallen, mit dem sandigen, biotitischen Teil zu unterst sehen. Von hier  $\frac{1}{4}$  km. östlich zieht sich auf dem Gipfel der zweite Zug.

Den lang gestreckten Gipfel des Zem durchschneidet etwa 200 Schritte östlich vom untern Tuffzug ein zweiter davon weitere 200 Schritte weit ein dritter Tuffzug. Diese obere Tuffschicht war 1907 oberhalb des Meierhofes von LUDWIG SZABÓ in einem primitiven Steinbruch aufgeschlossen; der sandige, sogenannte „Doppelstein“ bildet eine 2 m. dicke Schicht darin und fällt am untern Ende der



Schichtenreihe unter 46° nach OONÖ ein. In diesem obern feinem Tuff kommen auch Blattabdrücke vor. Auf dem ganzen Gebiet bewährt sich die conservierende Widerstandskraft des Tuff gegen Erdbeben im Vergleich zu den mergeligen Schichten vorzüglich.

Die Teile des Ostflügels der Antiklinale der Station Kolozs—Kolozskara kann man mit Hilfe der Tuffschichten in fast zusammenhängendem Zuge bis Kolozs verfolgen, wo sie die Stadt von Westen umgeben. Als solche habe ich diesen Ostflügel als den westlichen Flügel der Kolozser Synklinale schon in meiner ersten Veröffentlichung beschrieben. Die südliche Fortsetzung des Westflügels der Antiklinale kann man leider am Abhang des breiten Kolozser Tales nicht so genau verfolgen. Hier gibt es über der Hurubák genannten Häusergruppe ein Tuffvorkommen, das zweifellos die Fortsetzung des auf dem Zutorgipfel kennen gelernten Zuges bildet, aber weiter südlich am Westabhang des Csukástó bedeckt den Tuffzug eine dicke, lehmige Humusschicht. Noch weiter südlich auf dem sich an der Ostseite von K.-Kara erhebenden Hügel kenne ich ebenfalls keine mit Sicherheit hierher zu zählende Tuffschicht.

#### Die nähern Züge der Tuffschichten der Antiklinale Pusztaszilvás — Station Kolozskara.

Nach dem wir den Verlauf dieser Antiklinale kennen gelernt haben, wäre es nötig festzustellen, zu welcher der bei den vorigen Falten kennen gelernten Tuffserien die am Aufbau der Falte teilnehmende, stellenweise dreifache Tuffschichtenreihe gehört. Wir haben gesehen, dass als unterste Schicht des der Antiklinalenachse am nächsten gelegenen Tuffzuges eine mineralienreiche Schicht auftritt, von der man mit freiem Auge nicht entscheiden kann, ob sie dem am untern Ende des untersten (I.) Gliedes der bisherigen Tuffserien befindlichen mineralienreichen Dacittuff, eventuell der Daciteruption des Kolozser Farkasesúp entspricht oder nicht. Betrachten wir also den aus dem Surjánsteinbruch, weiterhin aus dem westlichen Zuge des Szennyés stammenden Mineraltuff näher.

Das untere Glied des Surjántuffzuges unterscheidet sich mit freiem Auge durch seine kleinen glänzenden Mineralien und seine graue Farbe gut von der darüber folgenden, weissen, matten Tuffschicht. Unter dem Mikroskop erweist er sich durch seine  $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{2}$  mm. grossen, nur ausnahmsweise 1 mm. erreichenden eruptiven Mineralien, die die Hälfte des Gesteins ausmachen, als *Mineraltuff*. Ein grosser Teil dieser Mineralien sind *Plagioklasbruchstücke*, oft mit Zonenstruktur, die kleine Glaseinschlüsse von negativer Kris-

tallform enthalten und sich auf Grund ihrer optischen Eigenschaften zum grossen Teil als *Andesin*—*Oligoklas* ( $Ab_2 An_1$ ) erweisen. In diesem Tuff ist viel vulkanischer *Quarz* und ziemlich viel tabakrauner *Biotit*, dagegen sind wenig *Magnetit*körner. Der glasige Teil zeigt röhrlige Struktur, geht also in Bimsstein über. Die Röhren desselben haben sich stellenweise sekundär mit optisch positiven Fasern erfüllt. Ausser diesen sind auch noch andere Glaskörner darin, die umzukristallisieren beginnen. In manchem weissen Glas kommen auch Trichite vor. Nur selten finden sich rötlichgelbe umkristallisierende Glasbrocken, mit strahligen, faserigen, concentrischschaligen Sphärolithen mit der Länge nach positivem Charakter, die in dem 30  $\mu$  dicken Schliff gelbe Doppelbrechungsfarbe I. O. zeigen. In diesem Gestein kommen auch ziemlich viel andesitartige, Feldspatleisten enthaltende kleine Grundmasseneinschlüsse vor, deren grösster eine Länge von 400  $\mu$  erreicht. Die kleinen Plagioklasleisten löschen etwa unter  $14^\circ$  von der Albitzwillingsenebene aus gerechnet aus. Es finden sich nur sehr wenige Trümmer aus dem Grundgebirge: zerdrückter *Quarz*, 60  $\mu$  grosse *Muskovit*fäden, kaolinisierender *Feldspat*, *Quarzit*brocken, 20  $\mu$  grosse *Zirkon*körner.

Am untern Ende des untern Tuffzuges des Szennyes fand ich gleichfalls solches, in Folge seiner herrschenden kleinen, frischen Mineralien glänzendes Gestein. Schichtweise vermehren sich darin die Mineralien, in andern Schichten gewinnt mitunter das Glas die Überhand. Der Feldspat enthält oft dichte Albitzwillingsleisten und Glaseinschlüsse, darunter habe ich *Andesin* ( $Ab_3 An_2$ ) bestimmt. Auch hier sind zonargebaute Feldspate gewöhnlich. Im innern Kern finden sich mitunter viel Albitzwillingsleisten, der äussere Teil löscht stellenweise nahezu parallel aus. *Quarz*, *Biotit*, wenig *Magnetit* kommen in derselben Weise wie im vorigen Tuff vor. Es finden sich zwar auch 1 mm. grosse Bimssteinstückchen, aber zum grössten Teil sind kleine Glaskörner darin vorhanden. Auch in diesem Gestein habe ich 160  $\mu$  grosse *Zirkonsäulen*bruchstücke mit den Terminalflächen (101), weiterhin *Chloritschiefer*brocken von ähnlicher Grösse und noch kleinere *Quarz*stückchen, *Muskovit*fäden, andesitartige Grundmassenstückchen gefunden. Ein grösserer Plagioklas der letztern zeigt im Innern  $42\frac{1}{2}$  Auslöschung, der äussere Teil löscht jedoch unter kleinerem Winkel aus. Weiterhin finden sich darin Felsit und sehr spärlich strahlige, faserige Glasbrocken mit Schalenstruktur und positivem Charakter. In soweit stimmt also dieser mit dem vorigen Mineraltuff überein, aber er unterscheidet sich davon durch die 200  $\mu$  grossen und kleinern körnigen Kalk-

steinstückchen, weiterhin durch Kalkschalenbruchstücke, die ziemlich zahlreich darin vorkommen.

Diese Mineraltuffe scheinen also saurer als der andesitische Dacit des Farkasesup zu sein, auch Amphibol fehlt darin. Sie entsprechen mehr dem untersten Glied des Tuffes des Apahidaer Királydomb.

Aus der etwa 10 m. mächtigen Tuffschichtenreihe des Surján habe ich mikroskopisch ausser dem vorigen Mineraltuff auch einen grauen Tuff untersucht, in dem schon mit freiem Auge wenig *Biotit* zu sehen ist und der sich scharf gegen eine, dichtere, bräunliche lehmige Tuffschicht abgrenzt. Ungef.  $\frac{1}{3}$  des Gesteines besteht aus etwa 300  $\mu$  grossen *Feldspäten*, weniger *Quarz* und noch weniger *Biotit*; aber ausnahmsweise finden sich auch 750  $\mu$  grosse, an Glaseinschlüssen reiche Feldspäte mit corrodierter Rand. Die Glaskörner sind etwa 50  $\mu$  gross, aber unter den Bimssteinstücken gibt es auch ausnahmsweise 1 mm. lange. Andesitgrundmassenbrocken, weiterhin 150  $\mu$  grosse Körner optisch negativen, sphärolithischen Glases kommen vor. An einigen Stellen reichert sich das fremde, nicht vulkanische Gebilde an und hier finden sich neben kristallinen Schieferbrocken auch Muskovitblättchen.

Im oberen, lehmig erscheinenden, geschichteten Glied dieser Tuffgruppe sehen wir unter dem Mikroskop 40–50  $\mu$  grosse, wirre Glasfäden und Haufen von Körnern in einem feinkörnigen, umkristallisierten, tonigen Teil suspendiert. Der glasige Teil beträgt die Hälfte oder ein Drittel des Gesteines. Sehr wenig Mineralbrocken von ähnlicher oder geringerer Grösse, *Muskovit* und *Biotit*fetzen, die sich schichtweise vermehren, finden sich darin. In andern Schichten herrscht der tonige Teil vor. Das Ganze ist ein feines, pelitisches Sediment aus gemischtem Material.

Aus der Fortsetzung dieser Schicht, vom *Zemgipfel*, habe ich ein dem vorigen grauen Tuff ähnliches Gestein mikroskopisch untersucht, in dem neben 200  $\mu$  grossen Bimssteinstückchen, die umzukristallisieren beginnen, und mehr umkristallisierten tonigen Partien viele etwa 100  $\mu$  grosse kristalline Schieferbrocken, *Muskovit* u. s. w. zu finden sind.

In der Nähe dieses Tuff findet sich jedoch auch feinkörniger Mineraltuff, dessen  $\frac{1}{2}$ – $\frac{1}{3}$  mm. grosse Körner hauptsächlich aus denjenigen Dacitmineralien bestehen, die wir in den bisherigen Mineraltuffen bereits kennen gelernt haben, darunter *Biotitsäulen* in frischem Zustand und mit Zirkoneinschlüssen. Die Glaskörner beginnen zu Fasern von positivem Charakter umzukristallisieren und

dadurch zu verschmelzen. Ausser kristallinen Schieferbrocken, zerdrücktem *Quarz* und *Muskorit* kommt Grundmasse aus Feldspatleisten darin vor, weiterhin eine radialfaserige, concentrische, bräunliche, feinkörnige Füllmasse, deren Fasern der Länge nach positiv sind. Die äusserste Schale besteht aus amorpher, wahrscheinlich Opalmasse. Das grösste derartige Gebilde hat einen Durchmesser von 250  $\mu$ . Kalkige Schalenbruchstücke und Kalksteinstückchen kommen vereinzelt in diesem Tuff vor.

In einem andern von hier stammenden Tuff herrscht der Bimsstein und überhaupt die Glaskörner vor. Die Bimssteinkörner sind gross, ausnahmsweise auch grösser als 3 mm. und beginnen sich in Fasern in Ton umzuwandeln. Ausserdem finden wir hauptsächlich wenig Dacitminerale, viel *Plagioklas*, meist *Andesinkristalle* und Bruchstücke davon, *Quarz*, *Biotit* in  $\frac{1}{2}$ –4 mm. Grösse, in diesem auffallend reinen, aber durch Limonit gefärbten und muskovitreiche, Brocken kristallinen Schiefers enthaltenden Tuff. Man trifft auch hier faserige Sphärolithe von positivem Charakter.

Auch aus dem sich weiter gegen N, gegen das *Varaslyuk* zu ziehenden Teil des unteren Tuffzuges habe ich einen feinkörnigen, verwitterten, geschichteten Mineraltuff und einen grauen, starr geschichteten, dichten Tuff mit Pflanzenüberresten untersucht. In dem erstern Gestein ist die Menge der Mineralien wechselnd und beträgt stellenweise die Hälfte des Gesteines, oder noch mehr. Die grössten Mineralien sind 1 mm. lange *Plagioklase*, mit porösem innerm und saurerem äusserem Teil, also mit Zonenstruktur. Die meisten Mineralien sind  $\frac{1}{2}$  mm. gross. Die Feldspäte sind zum grossen Teil Glaseinschlüsse enthaltende und aus wenig Albitzwillinglamellen bestehende *Plagioklase*, unter denen *Andesin* ( $Ab_2 An_2$ ) am häufigsten ist, aber es gibt auch saurere, wie auch basischere Arten. Der grösste Feldspateinschluss besitzt scharfe Kristallumrisse, gestreckte 85  $\mu$  lange Würfelgestalt und eine Lichtbrechung, die in jeder Richtung schwächer ist, als die des einschliessenden *Andesin*. Im übrigen sind dieselben Mineralien zu finden wie in den weiter oben beschriebenen Mineraltuffen. In dem ursprünglich amorphen Teil sind die Grenzen der bimssteinig erscheinenden Glaskörner meist nicht zu erkennen, sie sind schwach rot gefärbt und mit kleinen tonigen Gebilden vermischt, in denen sich stärker doppelbrechende, optisch positive Fetzen vorfinden. Im übrigen ist sehr wenig nicht vulkanisches Material in diesem Gestein, in dem auch *andesitgrundmassenartige*,  $\frac{1}{2}$  mm. grosse Brocken mit Feldspat-

leisten, die fast parallel auslöschten, vorkommen. In dem von hier stammenden dichtern Tuff kommen schon zahlreiche kleine 100  $\mu$  grosse kristalline Schieferbrocken und Mineralien, hauptsächlich in einzelnen Schichten, weiterhin zwischen den kleinen braunen Glasfäden und Körnern Tonteile reichlich vor.

Weiter nördlich habe ich aus diesem Zug von der Wiese des Hidegoldal einen, mit freiem Auge betrachtet durch weisse, dunkel und hellgraue Schichten gebändert erscheinenden Tuff untersucht, der im Gegensatz zum vorigen, der überhaupt keinen Kalk enthielt, sehr viel Kalkstein und wenig Kalkschalenbruchstücke aufweist. Die Korngrösse ist etwa 100  $\mu$ . Ausserdem findet man in einzelnen Schichten bedeutend mehr als die Hälfte des Gesteines kristalline Schieferbrocken, so dass die dunkelgrauen dünnen Schichten im Wesentlichen feinkörniger Sandstein sind. Ausser den gewöhnlichen Mineralien kommt darin Hämatit, 40  $\mu$  grosser Zirkon und wenig Muskovit vor. Unter den fremden Mineralien kommt ausnahmsweise hier und da ein grösserer (180  $\mu$ ) Feldspat mit Glaseinschlüssen vor. Die weissen Schichten werden vorherrschend von Haufen kleiner Glaskörnchen gebildet, zwischen denen neben den alten Mineralbrocken gleichfalls Kalkschalentrümmer vorkommen.

Noch weiter nördlich entfällt in diesem Zuge der folgende untersuchte Tuff der Hidegoldal (Birilyaszka), ein mit freiem Auge betrachtet dichtes einheitlich aussehendes, graues Gestein, das unter dem Mikroskop sich aus ungeordneten Haufen ein Drittel des Gesteins ausmachender etwa 50  $\mu$  grosser, selten 200  $\mu$  erreichender Glasfäden und Körner, aus 30–40  $\mu$  grossen, ausnahmsweise 100  $\mu$  betragenden Brocken kristallinen Schiefers, Biotit etc. und in tonigen Teilen 20  $\mu$  grossen Kalkkrümchen zusammengesetzt erweist. In den tonigen Teilen finden sich 4  $\mu$  grosse kugelige Gebilde mit schiefen Strahlen von negativem Charakter, weiterhin blumenblätterförmige, optisch negative Gruppen von 12  $\mu$  Durchmesser. Dies sind also verwitterte pelitische Absätze, in denen jedoch frisches Glas vorhanden ist.

Noch weiter nördlich etwa 200 Schritte unterhalb des Pusztaszilvásbrunnens stammt der folgende untersuchte, weiss und graue, starr geschichtete Tuff. Das Mikroskop zeigt, dass der mit freiem Auge weiss erscheinende Tuffteil wesentlich aus Glasfäden und dazwischen befindlichen Haufen von Glaskörnern besteht, von denen meist der Rand umkristallisiert, in Ton umgewandelt ist, was der Grund dafür ist, dass einzelne Körner verkleben. Im übrigen ist

diese Schicht auffallend reines vulkanisches Material, in dem auch 250  $\mu$  grosser Plagioklas und nur wenig Magnetit und in Ton übergehende Partien vorhanden sind. In der grauen Schicht, in der bereits die etwa 100  $\mu$  grossen Körner kristallinen Schiefer- und Mineralbrocken des Grundgebirges herrschen, sind zwischen diesen kaolinisierende alte *Feldspäte* und ausser dem *Muskovit Magnetit*; Kalkstein und Verkalkung sind jedoch nicht zu finden.

Der im Zusammenhang hiemit vorkommende dichte, graue Wellenfurchen enthaltende Tuff erscheint unter dem Mikroskop als solcher, toniger, feinkörniger, sandiger, zur Hälfte glasiger Tuff, wie der von der Birilyaszka, aber in diesem fand ich ausser den verschiedenen Glimmermineralien 40  $\mu$  grosse amorphe Splitter, Kalkstein oder Verkalkung jedoch nicht.

Auch aus diesen Daten geht klar hervor, dass sogar das auf einen Zug entfallende Tuffsediment, was Reinheit und Material betrifft, ausserordentlich verschieden ist.

Vom jenseitigen westlichen Flügel der Antiklinale, westlich vom Zem, vom Ende des Varaslyakzuges habe ich ein par Tuffe untersucht. Von diesen enthält eines schichtweise ziemlich viel, etwa  $\frac{1}{3}$  -  $\frac{1}{4}$ , Dacitmineralien, hauptsächlich Plagioklas, der auch  $\frac{1}{2}$  mm. Grösse erreicht. Der übrige herrschende Teil des Gesteines ist Bimsstein, der verkalkt ist, es haben sich jedoch einzelne 200  $\mu$  lange Glasstücke frisch erhalten. Grüner *Amphibol* und *Magnetit* findet sich wenig, gleichfalls wenig aus dem Grundgebirge stammende kristalline Schieferbrocken, zerdrückter *Quarz* und *Muskovit*. Die Grundmasse mit Feldspatleisten ist ziemlich allgemein verbreitet und beginnt gleichfalls zu verkalken.

In dem andern hierher gehörigen geschichteten Tuff wechseln die vorherrschend bimssteinigen Glasschichten, in denen sich auch Dacitmineralien, darunter *Feldspat* bis zu 1 mm. und *Biotit* finden, mit kleinen, meist aus dem kristallinen Schiefergebirge stammenden Körnern ab. Kalksteinstückchen und Schalenbruchstücke sind auch hier ziemlich gewöhnlich und auch 100  $\mu$  grosse andesitische grundmassenartige Brocken kommen vor.

Während in diesem Gestein tonige Partien sozusagen fehlen, sind in einem dritten untersuchten, von diesem Zug westlich gelegenen, also aus einem höhern Niveau stammenden, dichten, grauen Tuff im Mittel 40  $\mu$  lange Glasfäden, welche etwa  $\frac{1}{3}$  des Gesteines ausmachen, in unkristallisierenden Ton, der feinere *Muskovit*-flaumen, kleinen *Quarz*, und wenig körnigen Kalk enthält, einge-

bettet. In diesem Gestein herrscht der umkristallisierende Ton vor. Auch Pflanzenabdrücke kommen in diesem Tuffzug vor.

## IX. Die Antiklinale Kolozs—Kötelend—Visa.

### A) Der Teil zwischen Kolozs und Kötelend.

Die östlich von der über die Station Kolozskara hinziehenden Falte folgende benachbarte Antiklinale ist von allen Falten die längste. In ihrem nördlichen Zug verläuft sie zuerst von Kötelend gegen Apahida zu, dann setzt sie sich mit einer mächtigen Biegung auf dem Hattert von Kolozskorpád und von dort durch den Kolozser Salzkörper hindurch auf den Királykut zu fort, so dass sie auf der ganzen Linie 13½ km. lang ist. Aber sie setzt sich noch — wie wir sehen werden — von Kötelend nach Visa, etwa 2 ½ km. weit fort. In ihrer südlichen, grössern Hälfte verläuft sie von SSO nach NNW, sodann nimmt sie nach einer bogenförmigen Krümmung nordöstliche Richtung. In der Nähe der Kolozskaraer Station liegt ihre Achse 2 ½ km. weit östlich von der durch diese Station hindurch gehenden benachbarten Antiklinale, aber weiter nach N zu wird sie immer mehr an diese herangedrängt, so dass sie bei Pusztaszilvás sich ihr schon auf 1 ½ km. genähert hat. Das nördliche umgebogene Ende scheint jedoch die quer stehende Falte zu repräsentieren, die den westlichen Antiklinalen an ihren Nordenden im Wege steht.

Den südlichsten Teil dieses langen Faltenzuges habe ich schon in meiner I. Tuffstudie eingehend beschrieben. Hieraus und aus der Seite 7 abgebildeten Karte kann man sehen, dass das etwas nach O gekrümmte Südende dieser Antiklinale in der Gegend des von Kolozs südöstlich gelegenen Salzbrunnen beginnt und über den im westlichen Teil des alten Salzbergwerkes gelegenen, gegenwärtig als Bad benützten Salzteich, über die nördlich von der Stadt gelegene Salzquelle des Kisvölgy verläuft, ausser von mehrern bedeutungslosen Tuffschichten von drei ansehnlicheren Tuffzügen begleitet wird. Im Aufbau des untersten von diesen spielt der aus dem untermiocänen vulkanischen Explosionseentrum des südlich von Kolozs gelegenen *Farkascsup* stammende mineralienreiche Dacituff eine wesentliche Rolle.

Ausser dem Dacitmineraltuff des *Farkascsup*, dieser guten Leitschicht, habe ich im Kolozser Salzkörper selbst und in seinem Zuge Spuren von *Andesittuff* gefunden, die in der tiefsten an die Oberfläche gelangenden, dem Horizont des Salzkörpers entsprechen-

den Schicht vorhanden sind. Dieser südlichste Teil des Antiklinallenzuges ist, wie auch das der Karte beigegefügte Profil zeigt, eine nach W überschobene schiefe Antiklinale.

Vom Salzbrunnen des Kolozser Kiszölgy, soweit es auf der genannten Karte geführt war, verläuft diese Antiklinale über den höchsten Hügel der Gemeinde K.-Korpád, den 460 m. hohen Kövesöldal (Fata pietri) weiter. In den übrigen Abschnitten des Zuges kenne ich die tiefsten Andesit — sogar die Dacitmineraltuffe des Farkasesúp nicht. Die höhern Tuffschichten sind jedoch hier vorhanden, namentlich sind mehrere Tuffzüge gleich an der Ostseite des obern Grabenteiles des Kiszölgy zu sehen, wo ich ostnordöstliches Einfallen unter  $52^\circ$ , ja sogar bis zu  $76^\circ$  an diesen Schichten gemessen habe. Mehrere gleichfalls sehr steil nach ONO (unter  $65-70^\circ$ ) einfallende Tuffschichten kenne ich an der von der Kövesöldal 1 km. nordwestlich gelegenen Lehne, wo ich 1907 auch einen verschütteten Tuffsteinbruch fand. Hier ist im Zusammenhang mit dem Tuff eine vorzügliche und ständig reichlich fließende Quelle. Es ist bemerkenswert, dass der „Doppelstein“, wie die Steinklopfer dieser Gegend den dem Frost besser widerstehenden Mineraltuff nennen, hier oben vorkommt, was ein Beweis dafür ist, dass wir es hier, grade so wie im südlichem Abschnitt des Zuges, mit einer schiefen, d. h. nach W überschobenen Falte zu tun haben.

In diesem Teil nähert sich diese überschobene Falte mehr und mehr ihrem, über die Kolozskaraer Station verlaufenden, westlichen Nachbar und so ist es zu verstehen, warum dieser Nachbar in diesem Abschnitt so ungewohnt zusammengedrängt ist. Der von beiden Seiten gleich starke Seitendruck hat jedoch die zusammengedrückte Falte der Kolozskaraer Station in aufrechter Lage erhalten. Die Tuffzüge des Ostflügels der Kolozser überschobenen Antiklinale sind an der Oberfläche weniger zu sehen, wie die des Westflügels, sowohl hier, wie auch auf dem Hattert von Kolozs. Nur bei sorgfältiger Begehung fand ich am Ostabhang des 460 m. hohen Hügels der Köves auf meinem letzten Kontrollausflug dichten, teilweise durch dünne sandige Schichten geschichteten Tuff. Ähnliche Tuffschichten kommen nördlich vom Gipfel in der Streichrichtung auf dem Waldweg vor. Mehrere Tuffzüge sind  $1\frac{1}{2}$  km. nördlich von hier auf dem Sósdombgipfel, dem Tófarkadülő zu sehen, wo in dem an dem Tordaer Weg gelegenen Tuffsteinbruch die Schichtenreihe nach ONO einfällt und sich unten der sog. „Doppelstein“ befindet.

Es ist bemerkenswert, dass nicht streng in die Achse der Antiklinale, sondern östlich davon, in die Richtung des zweiten



Tuffzuges der Korpáder Salzbrunnen fällt, den zum Teil schlammige und auch bei grosser Trockenheit nicht versiegende Quellen umgeben. Es ist merkwürdig, dass auf diesem sehr stark gepressten und gefalteten Gebiet auf der westlichen Seite der Antiklinale auch in der Synklinale, im oberen Teil des auf der Karte als salzig bezeichneten Baches („Sereti“, nach der Benennung der Ortsansässigen „Fünacilor“) eine Salzquelle, mit schwellendem, unter Druck stehendem Schlammkegel vorhanden ist.

Am 12-ten November 1911 fand ich hier am rechten Ufer des Abflussgrabens einen Schlammkegel von 4 m. Durchmesser, dem wenig Gas entwich und in dessen Nachbarschaft auf einer etwa 70 m. langen nord-südlich verlaufenden Linie noch zwei ähnliche Schlammkegel waren. Eine auf dem dunkelbraunen lehmigen Gestein des obersten Kegels vorgefundene weisse Ausblühung bestand nach der Bestimmung des damaligen Praktikanten STEPHAN FERENCZI aus Natriumsulphat, mit wenig Calciummagnesiumsulphat und Kochsalz verunreinigt.

Weiter nordwärts am linken Abhang des Sósputak, an der Lehne des Nagyverőfőnyes war die Fortsetzung der Tuffserie des Westflügels der Antiklinale zu sehen, wo die Schichten nach O einfallen und wo der „Doppelstein“ zu oberst liegt, wo also die Antiklinale den Charakter der westlichen Überschiebung noch immer trägt. Noch weiter nördlich schliesst das Kaszástál, aber hauptsächlich der am Nordostabhang des Zapogya entspringende *Bacsputak* die Tuffschichten auf, welche auch als Material eines primitiven Steinbruches dienten. Diese boten 1911 in ihrem verschütteten Zustand keine sichern Daten zur genauern Bestimmung der Lagerung.

Den Abschnitt der stärksten Krümmung der Antiklinale durchschneidet das folgende breite Tal, in dem die Landstrasse Apahida—Mócs führt. Auf der nördlichen Seite dieser Landstrasse, südlich von dem mit 412 m. angegebenen Gipfel, östlich von der Brücke über dem Durchlass grade in der Achse der Antiklinale ist eine schwellende Schlammquelle vorhanden, um die herum Kochsalzausblühungen und darauf Salzpflanzen vorkommen, wie *Salicornia herbacea* und dem auf Ausblühungen gewöhnlichen *Aster tripolium* und die nach der Aussage des verstorbenen Kalyáner Grossgrundbesitzers ELEK von GAÁL niemals einfriert. Bedeutungslosere abgerutschte Tuffschichten kommen auch am Südabhang des 412 m. hohen Gipfels vor.

Eine viel ansehnlichere Tuffschicht in der Gruppe des von hieraus nordöstlich gelegenen, benachbarten, mit 407 m. Höhe ange-

gebenen Hügels, an dessen Südabhang vom Fusse bis zum Gipfel und von hier abwärts bis zu der Verengung im Sósputak sich bogenförmig eine dicke Tuffschicht zieht, die die Ursache der Talverengung ist. Die spröden, streifigen Schichten des in einem Steinbruch aufgeschlossenen Tuff am Südabhang des 407 m. hohen Gipfels fallen nach der Messung aus dem Jahr 1907 meines gewesenen Assistenten DR. SIMON PAPP, der mir bei der ersten Begehung dieser Gegend sehr behilflich war, unter  $32^\circ$  nach SO. 1917 fand ich die alten Steinbrüche schon ganz verwachsen. Dieses Glied des obern dichten Tuff finden wir an mehreren Stellen der vom Gipfel 407 m. westlich gelegenen Höhe, wo derselbe am Waldesrand an der nördlichen Seite des Weges gleichfalls südöstliches Einfallen verrät. Die abgerissenen, abgerutschten Teile desselben sehen wir in einem tiefern Niveau über dem Schwengelbrunnen. Weiter südlich jenseit des Sósputak in der Richtung dieses Tuffzuges, südlich von dem 400 m. hohen Gipfel, finden wir zu beiden Seiten die zerissene Fortsetzung des Zuges. Im Zusammenhang mit dem sanften Einfallen der Wölbung der Antiklinale sind hier an der wasserreichern westlichen Lehne viele Brüche und Erdrutschungen. Unterhalb und oberhalb der etwa  $\frac{1}{2}$  km. langen Verengung des Sósputak erweitert sich der von weissen Ausblühungen bedeckte alluviale Talgrund sogleich zu mehr als 1 km. Breite.

Viel sicherer führt uns die Tuffschicht des jenseitigen, nordwestlichen Flügels der umgebogenen Antiklinale, welche man auf einer mehr als 1 km. langen, fortlaufenden Linie an den am meisten hervorstehenden Rändern der die rechte Seite des Szamos begrenzenden Hügel verfolgen kann. Eine solche Tuffschicht zieht sich über die 451, 465, 457 m. hohen Gipfel des Apahidaer Kontinyit, wo aus alter Zeit stammende, ausserordentlich lange ostnordöstlich streichende, abgebaute, 10–15 m. breite, talartige Vertiefungen ihren Verlauf anzeigen. Dieser Tuffzug verläuft in entgegengesetzter Richtung auf die Apahidaer Padurița zu. Auf diesem schotterbedeckten Gebiet habe ich ein sehr sanftes nordnordwestliches Einfallen wahrgenommen. Einen andern ähnlich langen Tuffzug hat DR. PAPP SIMON südöstlich vom HORVÁTH'schen Meierhof unter der 408 m. hohen Erhebung und von hier in zusammenhängendem Zug auf dem Pietris genannten Gipfel bis zum Tal des Sósputak gefunden, der stellenweise unter  $20\text{--}30^\circ$  nach WNW, später nach NNW zu einfällt. Jenseits des Sósputak zieht sich dieser Zug in der vorigen Streichrichtung am Abhang des Tekenő genannten Hügels unter  $28^\circ$  nördlich einfallend, auf den Gipfel empor und verläuft, diesen

durchschneidend, über die 404 m. sodann die 409 m. hohe Erhebung des Borilla hin gegen den nördlichen Teil von Kötelend zu. Auch in diesem Abschnitt des Zuges wird sein Weg durch ausserordentlich viele alte und neuere, verschüttete Steinbrüche bezeichnet. Auf diesen Anhöhen habe ich an einer Stelle, nördlich vom Bonchidaer und Zsuker Salzbrunnen, nordnordwestliches Einfallen unter  $68^\circ$ , weiter östlich gegen Kötelend zu jedoch bereits nur ein solches unter  $24^\circ$  nach NNO beobachtet. Diese Messungen verraten eine langsame, bogenförmige Krümmung und zeigen, dass in der Gegend der Salzbrunnen die Schichten viel steiler stehen, wie anderswo.

An der linken Lehne des sich bei Kötelend windenden, breiten, aus einer Reihe einstmaliger Seen bestehenden *Kalyántales* kenne ich ausser dieser langen Tuffschicht auch andere Tuffvorkommen. Eines von diesen zieht sich dem Nordende des Dorfes gegenüber über der Höhe 288 m. von der Wegböschung auf dem Acker hin und fällt in die Verlängerung des vorigen Zuges. Von hier südwestlich unterhalb der mit 339 m. Höhe angegebenen Quelle gibt es eine zweite, scheinbar abgerutschte Tuffschichtenreihe. Ein dritter Tuffzug, der länger ist als die beiden vorigen, ist weiter nach S zu am linken Abhang des *Pereu Moratori* (Gropty) von dem vorhin erwähnten Bonchidaer und Zsuker Salzbrunnen östlich vorhanden, wo seine Schichten unter  $38-50^\circ$  nordöstlich einfallen. Es scheint daher, dass ausser der in langem Bogen verfolgbaren obern Tuffschicht in der Nähe des 1 km. westlich von Kötelend gelegenen *Zsuker Salzbrunnen* wenigstens eine tiefere Tuffschicht an die Oberfläche tritt. Neben diesem Salzbrunnen befindet sich eine schwelende Schlammquelle, die auch im Winter nicht einfriert und deren Grund angeblich mit einem 8 m. langen Balken noch nicht erreicht werden konnte.

Es ist die Frage, ob die Kolozser, gegen W schief gestellte, sodann gegen Kötelend zu sich stufenweise nach NO biegende Antiklinale in der Wölbung des Bonchida—Zsuker Salzbrunnen endet, oder ob sie sich wohl weiter fortsetzt. Um dies beantworten zu können, müssen wir das Gebiet zwischen Kötelend und Visa kennen lernen.

#### B) Der Antiklinalenzug Kötelend—Visa.

Am Westabhang des Kötelender Hügels (402 m.) im Bruch der Gemeindeweide habe ich tuffige Schichten gefunden (VIII. 1911), zwischen denen eine 15 cm. dicke, mit freiem Auge sandig erscheinende Schicht vorkommt, die das Mikroskop als verkalkten, lockeren,

mineralienreichen Bimssteintuff erwies. Diese Brüche enthalten in ihrem nördlichen Teil auch grobe bimssteinige Partien. Diese Schicht fällt in ihrem südlichen Zug unter  $45^\circ$  nach OSO, die in der Nähe des Tuff sichtbaren Mergelschichten sind jedoch noch steiler, unter  $67^\circ$  aufgestellt.

Weiter nordöstlich in der Richtung der nördlichen Gasse der Gemeinde Visa brachte von dem, von hieraus westlich gelegenen am östlichen Fusse des 402 m. hohen Gipfels befindlichen Plateau's auf unserem gemeinsamen Ausflug dieses Jahres mein Assistent MÖCKEL verschiedene Tuffe, die in den Zug der vorhin erwähnten Köteler Tuffe fallen und mittels der unterhalb der Visaer ref. Kirche sichtbaren, unter  $34^\circ$  nach SSO fallenden, groben, mineralienreichen Tuffschichten mit der Ausbruchsstelle des sich an der Nordostseite des Dorfes erhebenden Surlódomb in Verbindung treten, dessen Material sie auch sehr ähnlich sind. Es ist zu bemerken, dass auf der Linie Visaer ref. Kirche - Surló der Salzbrunnen der Gemeinde liegt.

Andere, vom vorigen hauptsächlich aus groben Mineraltuffschichten bestehenden Zug wesentlich verschiedene, aus feinem Material und dünnem Dacittuff bestehende Schichten finden wir in den steilen Brüchen der  $\frac{1}{3}$  km. südlich vom Surlódomb beginnenden Bogantások, wo ich südlich von der Höhe 475 in südöstlicher Richtung steil einfallenden,  $\frac{3}{4}$  m. mächtigen, feinschichtigen Tuff zwischen vorherrschend sandigen Schichten fand. Auch in der folgenden grossen Wasserrinne fallen die dichten, dünnen Dacittuffschichten zwischen gypsführenden Mergelschichten unter  $30-40^\circ$  ein. Das vorherrschende Gestein ist jedoch noch immer der Sand, auf welchen weiter in südöstlicher Richtung an der Szölöldal unter  $68^\circ$  einfallende Mergel folgen. Die Fortsetzung der dünnen Tuffschichten der Bogantások ist am Südabhang der sich am Südende von Visa befindenden Erhebung (404 m.) zu sehen, wo nach der Messung von SIMON PAPP die zwischen gelbe sandige Schichten gelagerten Tuffschichten unter  $40^\circ$  nach SO fallen.

Die Fortsetzung derselben in südwestlichen Richtung gegen Kötelend zu habe ich am Südostabhang der — auf der Karte D.-Kötelendului genannten — Erhebung (402 m.) gefunden in Form einer südöstlich unter  $45^\circ$  einfallenden dünnen Tuffschicht. Von hier etwa 40 Schritte nach NO auf der andern Seite der Wasserscheide, befindet sich eine mit Lehm dicht abwechselnde 20–25 cm. dicke, lockere Sandschicht, deren Material in Kötelend zum Ausstampfen der Fussböden verwendet wird. Die Schichten dieser Sandgrube fallen

bereits unter 67° gegen SO. In der Fortsetzung des vorhin erwähnten Tuffzuges im südwestlichen Teil von Kötelend, sogar auch ausserhalb des Dorfes ist der Tuff vorhanden, nähere Daten waren jedoch auf diesem verwachsenen Gebiet diesbezüglich nicht feststellbar.

In der Streichrichtung dieser Tuffschicht über dem Kötelender Salzbrunnen kenne ich auf dem Zapogy und Belies Tuffschichten, welche — wie wir schon gesehen haben — auf den innern Tuffflügel der Antiklinale Kolozs-Kötelend zu verlaufen. Dieser Salzbrunnen, der stärker ist als der benachbarte Apahida—Zsuker, liegt dort, wo die Einfallsrichtung der Schichten sich ändert. Etwa 150 m. östlich von diesem Brunnen am Abhang des Hügels kommt — so wie bei dem davon 1 km. nordnordwestlich gelegenen Salzbrunnen — eine schwellende, für wenigstens 20 m. tief gehaltene, blauen Schlamm enthaltende Quelle vor.

Diese gleichmässig gegen SO fallenden, stark verschobenen Schichten zeigen also, dass wir es zwischen Visa und Kötelend mit einem stark zusammengedrückten Teil der Antiklinale zu tun haben, an dessen Aufbau ausser der untern groben Mineraltuffschicht eine höhere, feinere Tuffschichtenreihe Teil nimmt. Dies ist die nord-östliche Fortsetzung der Kolozs—Kötelender Antiklinale.

#### Die mikroskopische Untersuchung der Tuffe des Antiklinalenteiles Kolozs—Kötelend.

Vor allem möchte ich hier den wichtigen Umstand vorausschicken, dass ich in dem vom Kisvölgy nördlich gelegenen Abschnitt den für den untern (I.) Tuffzug charakteristischen Mineraltuff nirgend anstehend gefunden habe. Auf meinem letzten Ausflug habe ich jedoch in der Nähe des Gipfels der Korpáder Kövestető (460 m.) am Nordwestabhang zwischen vielerlei Dacittuffscherben auf dem Maisfeld einen feinkörnigen Mineraltuff mit  $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{2}$  mm. grossen, meist zonigen Plagioklasbruchstücken, wenig, verkrümmtem Biotit, Magnetit, sehr wenig vulkanischem Quarz und Andesitbrocken gefunden. Glasgebilde sind keine darin vorhanden, deren Stelle nimmt sekundärer Calcit ein. In diesem 10·5 km. langen Abschnitt müssen wir überall nur mittlern oder obern Tuff annehmen. Die zweite Tuffschicht erscheint offenbar auch nur um die Salzquellen herum.

Aus dem Westflügel dieses Zuges habe ich einen westlich vom Kolozskorpáder Salzbrunnen stammenden, milchweissen, dichten, ausgetrockneten, harten, dichten Tuff untersucht. Derselbe erscheint

auch unter dem Mikroskop als ein fast rein vulkanisches glasiges Produkt, in dem nur wenig kleiner vulkanischer *Plagioklas*, darunter der grösste von 150  $\mu$  Länge, vorkommt. Zu den Seltenheiten zählt auch zerdrückter *Quarz* von ähnlicher Grösse, der stellenweise mit einigen, bis 200  $\mu$  grossen kristallinen Schieferbrocken zusammen sichtbar ist. Unter dem fremden Material sind noch viel kleinere, etwa 50  $\mu$  grosse grünliche, meist amorphe, tonige Einschlüsse zu erwähnen, die höchstens  $\frac{1}{10}$  des Gesteins ausmachen. Es finden sich auch einige 100  $\mu$  grosse, auch Lauteinschlüsse enthaltende glasige Grundmassenbrocken, die zu flaumigen Gebilden von negativem Charakter umkristallisiert sind. Das vorherrschende glasige Tuffmaterial besteht zum Teil aus kleinen Körnern und in geringerem Masse aus Haufen kleinerer Fäden, deren amorphes Material in zerstreutem Licht schaumig, wellig erscheint. In den Hohlräumen finden sich zuweilen Haufen sehr kleiner, stäbchenförmiger und nadeliger Kristallisationsprodukte, die wegen ihrer geringer Grösse keine Doppelbrechung aufweisen.

Ferner habe ich einen Schliff des weissen, dünnen, graugestreift-geschichteten, ausgetrockneten, harten Tuff von dem weiter nördlich gelegenen *Kontinyütgipfel* untersucht. Der herrschende Teil auch dieses Gesteines ist amorphes, verklebtes Glas; die ursprüngliche Grösse der kleinern Fäden ist nicht mehr erkennbar. Ausnahmsweise kommen einige Bruchstücke vor, deren grösste Länge auf 1 mm. geschätzt werden kann. Das Glas, besonders die röhrig erscheinenden Bimssteinteile, beginnen am Rande zu optisch positiven Fasern umzukristallisieren. In diesem Glas kommen auch wenig, meist  $\frac{1}{2}$  mm. grosse, ausnahmsweise jedoch auch über 1 mm. grosse Dacitminerale: *Feldspat*, *Biotit*, *Quarz* und wenig *Magnetit* vor. Die optischen Eigenschaften einiger Feldspäte lassen auf *Andesin* schliessen.

Zwischen diesem etwa 1 mm. dicken, fast ganz reinen vulkanischen Material sind ähnliche, oder dünnere Schichten vorhanden, in denen etwa 100  $\mu$  grosse Stückchen kristallinen Schiefers und dessen Mineralbrocken: zerdrückter *Quarz*, *Muskovit*, wenig *Biotit* und reichlich *Feldspat* vorkommen, so dass an einzelnen Stellen diese die Hälfte des Gesteines ausmachen. Es finden sich nur wenig 50  $\mu$  grosse grüne Tonpartien und noch weniger 40  $\mu$  grosse andesitartige Brocken mit *Feldspatnadeln*, in denen viele umgewandelte farbige Fäden vorhanden sind.

Dem vorigen ähnelt ein von hier etwa 1.5 km. östlich, aus der Nähe des 407 m. hohen Gipfel, also aus dem jenseitigen, östlichen

Flügel der Antiklinale stammender geschichteter Tuff. Von hier habe ich zwei Gesteine untersucht. Das eine ist ein geschichteter, weisser, verwitterter Tuff, in dem auch limonitische, zu Grunde gegangene Pflanzenreste zu sehen sind. Unter dem Mikroskop erscheint auch dieser Tuff von dünnen sandigen Schichten durchzogen, die ausser alten Mineralien vulkanischen Plagioklas bis zu 1 mm. Grösse enthalten. Einer von diesen ist *Oligoklas-Andesin* ( $Ab_2An_1$ ), ein anderer, 150  $\mu$  langer, der viel Glaseinschlüsse enthält, erwies sich jedoch als *Andesin-Oligoklas* ( $Ab_2An_1$ ). Auch hier findet sich wenig *Magnetit*, darunter ein 150  $\mu$  grosses, löcheriges Korn, das mit kleinen *Apatit*- und einem *Zirkon*korn verklebt ist. Die etwa 100  $\mu$  grossen kristallinen Schieferbrocken reichern sich in einzelnen Schichten bis zu  $\frac{1}{2}$  der Gesamtmasse an, darunter kommen selten auch chloritische, grüne Körner vor.

In der vulkanischen Glasmasse kann man einzelne, unbestimmt endigende Bimssteinsfäden erkennen, die streifige, verschmolzene Fäden ergeben und wie im vorigen Gestein umzukristallisieren beginnen. Darunter finden sich einzelne, 120  $\mu$  grosse, körnige, grüne tonige Einschlüsse. Auch  $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{4}$  mm. grosse, teils aus Feldspatleisten bestehende, Trachytstruktur zeigende, teils weniger umkristallisierte, andesitartige Grundmasse kommt hier vor, sowie selten optisch positive, kugelförmige Sphaerokristalle (Quarz?) von 28  $\mu$  Durchmesser.

Das andere von hier untersuchte Gestein ist ein Tuff, in dem dickere, spröde, graue, sandige Schichten mit dünnern, weissen Tuffschichten abwechseln. In den sandigen Teilen verringert sich die Glasmasse stellenweise auf  $\frac{1}{3}$  und besteht aus 100  $\mu$  grossen verklebten Körnern und aus hauptsächlich am Rande umkristallisierten Fäden. In zerstreutem Licht kann man auch im Innern der Körner Kristallisationsprodukte wahrnehmen. Wie es scheint, steht dies mit der Ausscheidung der löslichen Kieselsäure in Verbindung, in Folge dessen das Gestein sehr fest ist. Es finden sich wenig bis 200  $\mu$  grosse Tonpartien. Unter den alten, 40—100  $\mu$  grossen Mineralkörnern kommt neben Quarz und Muskovit auch kaolinisierter *Orthoklas* vor. In diesen Gesteinen habe ich Kalkbruchstücke nicht gefunden. Der zuletzt behandelte sandige Tuff beginnt jedoch sehr schwach zu verkalken und in einem Kalkfleckchen ist ein 4  $\mu$  grosses kugeliges Gebilde zu sehen. Auch in einem andern Teile des Gesteines kommen stellenweise Haufen von Mikroorganismen mit in violett übergehender roter Haut vor. Wie es scheint entspricht dieser Tuff dem Apahidaer II-ten Tuffzug.

Die Fortsetzung dieses innern Flügels der Antiklinale scheint die von hier nordöstlich unterhalb der mit 400 m. angegebenen Höhe der *Ruptura* herstammende, zerstückelte, dichte mikroskopisch untersucht jedoch verschieden ausgebildete Tuffserie zu repraesentieren, von der 4 verschiedene Stücke Gegenstand eingehenderer Untersuchung waren. Eines von diesen ist ein geschichteter Tuff mit Pflanzenüberresten, in dem ausser der weissen und grauen, 1 mm. dicken Streifung einzelne, von Limonit gefärbte rötlichbraune Schichtchen zu sehen sind. Bei der mikroskopischen Untersuchung überrascht es, dass diese rote Schicht zur Hälfte aus Mineralien und zwar zum grössten Teil aus vulkanischen Mineralien besteht. Von den vulkanischen *Plagioklasen* erwies sich ein 150  $\mu$  grosses Korn als *Andesinoligoklas* ( $Ab_2 An_1$ ), ein anderer Feldspat mit Zonenbau als *Andesin* ( $Ab_3 An_2$ ), sein innerer Kern sogar als noch basischer. Unter den vulkanischen *Quarzen* finden sich Splitter bis zu 300  $\mu$  Länge. Erwähnenswert ist, dass im Vergleich zu den vorigen Tuffen viel *Magnetit*körner bis zu  $\frac{1}{2}$  mm. Grösse, weiterhin gelblichgrüne und rötliche Eisenoxydkörner und — partien, stellenweise in Hohlräumen ausgeschieden, deren innere Füllmasse manchmal strahlig angeordneter Quarz ist, vorkommen. Auch frischen vulkanischen *Biotit* und ein 90  $\mu$  langes *Zirkonsäulenbruchstück* habe ich darin gefunden. Es gibt jedoch Schichten, in denen die etwa 100  $\mu$  grossen kristallinen Schieferbrocken sich anreichern, *Muskovit* kommt auch in diesen vor. Die Bimssteinmasse besteht aus  $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{3}$  mm. grossen verschmolzenen Stücken. Es kommen ziemlich viel, stellenweise auf  $\frac{1}{10}$  des Gesteines zu veranschlagende andesitartige Grundmassenbrocken aus Feldspatleisten darin vor, darunter solche bis zu 320  $\mu$ , die Auslöschung beträgt  $20/2$ , oder mehr. Einen einzigen 70  $\mu$  grossen Kalksteinbrocken habe ich beobachtet.

Der vom Punkte 400 m. der *Ruptura* untersuchte zweite Tuff, ist auch ein spröder, geschichteter Tuff, in dessen weisser, vorherrschend tuffenthaltender Schicht 200  $\mu$  lange Bimssteinfäden in stellenweise toniger, anderswo mehr sandigen Umsäumung zu finden sind. Unter den Mineralkörnern gibt es aber viel weniger vulkanischen *Plagioklas*. Trotzdem findet sich auch hier eine 1 mm. dicke Schicht, in der im Allgemeinen etwa 100  $\mu$  grosser, manchmal Glaseinschlüsse enthaltender Feldspat, 140  $\mu$  grosser vulkanischer *Quarz*, *Magnetit*, limonitisierte Partien, kleine Andesitgrundmassenbrocken, aber neben andern alten Bruchstücken auch Chlorit vorkommt. Die grauen Schichten bestehen stellenweise fast ganz aus



etwa 190  $\mu$  grossen Gesteins- und Mineralbrocken des kristallinen Schiefers, worunter selten auch Globigerinenschalenreste (50  $\mu$ ) zu finden sind. *Biotit* ist ziemlich viel, *Muskovit* wenig vorhanden; auch *Chlorit*brocken finden sich. Etwa 70  $\mu$  grosse und grössere *Kalkstein*brocken kommen reichlich vor, dagegen weniger andesitartige Brocken.

Ähnlich spröde und geschichtet ist auch das dritte von hier untersuchte Gestein, in dem die grauen sandigen Schichten eine Dicke bis zu 9 mm. aufweisen. Dieses Gestein besteht aus noch kleinern Körnern als das vorige, die Grösse der kristallinen Schieferbrocken sinkt bis zu 60  $\mu$ . Es finden sich darin auch tonige Partien (40  $\mu$ ), weiterhin bis 100  $\mu$  grosse grüne *Chlorithaufen*. Im tuffhaltigen Teil erscheinen kugelige Gebilde von 25  $\mu$  Durchmesser, mit optisch positiven Fasern.

Am meisten unterscheidet sich von den vorigen der folgende, mergelige, nur in geringem Masse sandige Tuff, dessen Oberfläche weisse Kalkausblühungen bedecken und dessen Farbe mit freiem Auge betrachtet einförmig grünlich grau ist. Unter dem Mikroskop erweist sich die vorherrschende Masse des Gesteines als unkristallisierter Ton, in dem suspendiert, höchstens  $\frac{1}{2}$  ausmachende 40–100  $\mu$  grosse, sehr abwechslungsreiche, darunter spornförmige Glasfäden vorkommen. In einem schenkelknochenförmigen Glasstück sind von Gasausscheidungen herrührende dunkle Fäden vorhanden. Wenig *Plagioklas* bis zu 100  $\mu$  und nur sehr wenig, kleine (25–30  $\mu$ ) Quarzsandkörner finden sich in dem tonigen Teil, in dem wenig Kalk, ferner einige  $\mu$  grosse optisch negative, sphaerolithische kugelige Gebilde mit schiefer Auslöschung vorkommen.

Betrachten wir nun die dichten, grauen, nicht geschichteten Tuffgesteine, die diesen Stellen gegenüber, vom jenseitigen Flügel der Antiklinale, östlich vom Zsüker Horváthischen Meierhof, zwischen den 408 und 398 m. hohen Gipfeln des Köves (La Pietris) genannten Hügelzuges herkommen. Von diesen erscheinen zwei untersuchte Exemplare als graulichweisses, einförmiges, hartes, festes Gestein, in dem mit freiem Auge nur kleine weisse und schwarze glänzende Punkte zu sehen sind. Unter dem Mikroskop erweisen sich die weissen glänzenden Punkte als *Feldspat*bruchstücke bis zu  $\frac{1}{2}$  mm. Grösse, in denen mitunter auch Glaseinschlüsse vorkommen. Daneben gibt es auch wenig Quarz ferner 150  $\mu$  grosse *Biotithaufen*. Ausser diesen vulkanischen Mineralien finden sich unregelmässig zerstreut aus kristallinem Schiefer stammende Körner, die bis 200  $\mu$  gross sind und deren Menge etwa  $\frac{1}{10}$  des Gesteines ausmacht.

Auch 70  $\mu$  grosse grüne *Chlorit*körner kommen vor. *Muskovit* ist nur in dem einen Gestein in geringer Menge vorhanden. Das Tuffmaterial besteht aus 100–150  $\mu$  langen wirren Bimssteinfäden und Glas-körnern. Dies sind schaumige, fädige amorphe Gebilde, unter denen stellenweise fast in gleicher Menge tonige Teile mit 40–100  $\mu$  grossem *Quarz* und anderen Brocken vorkommen. Ausnahmsweise finden sich  $\frac{1}{2}$  mm. grosse derartige Bimssteinkörner, sogar  $\frac{3}{4}$  mm. lange dünne Fäden. Dies ist also ein toniger, sandiger Tuff.

Ein anderes hierher gehöriges Gestein sieht mit freiem Auge fast porzellanartig aus. Mikroskopisch untersucht erscheint es als ein viel feinerer toniger Tuff, wie die vorigen, in dem der Ton die glasigen Gebilde an Menge überragt, die vorherrschend, aus 40–100  $\mu$ , ausnahmsweise aus 120  $\mu$  langen Fäden bestehen. Der Ton kristallisiert der Länge nach zu optisch positiven Flocken um und es kommen nur sehr wenig 40–50  $\mu$  grosse kristalline Schieferbrocken darin vor.

Ein dritter Tuff von diesem Ort ist gleichförmig fein, weniger tonig als sandig, ohne grössere Feldspatkörner. Stellenweise besteht fast die Hälfte des Gesteines aus 20–25  $\mu$  grossen kristallinen Schieferbrocken mit chloritischen 40  $\mu$ , ausnahmsweise auch 150  $\mu$  langen *Biotit*fäden. An andern Stellen sind jedoch die umgewandelten, glasigen und verschmolzenen Körner und Fäden viel reiner, unter denen nur ausnahmsweise einzelne, etwa 60  $\mu$  lange Individuen zu erkennen sind. Darunter finden sich auch tonige Teile, von denen das umgewandelte Glas schwer zu unterscheiden ist. In einem vierten untersuchten Tuff kommt wenig, bis 200  $\mu$  grosser *Plagioklas* vor, ferner sind auch unter den Trümmern des kristallinen Schiefers kaolinisierte kleine *Feldspat*körner. Als Seltenheit sind auch in den Bimssteinteilen einzelne 200  $\mu$  lange Fäden zu erkennen. Kleine tonige Brocken finden sich, dagegen fehlt der Kalkstein.

Der in der Fortsetzung des Tuffzuges des *Kövesgipfel* (Pietris) an der rechten Seite des Söspatak (Sereti) zwischen den Höhen 305 und 309 der *Tekenö* genannten Lehne befindliche Tuffzug besteht gleichfalls aus dem vorigen ähnlichem dichten, geschichtetem Tuff, unter dessen Abarten der weissere, reinere, fester Tuff etwas porös ist und in dem unter dem Mikroskop einzelne  $\frac{1}{3}$  mm. grosse Bimssteinstücke neben vulkanischem *Feldspat*, *Quarz*, *Biotit* von ähnlicher Grösse, die in nennenswerter Menge mehr nur in einzelnen Partien vorkommen, zu sehen sind. Die Sandkörner und Glimmerfäden des Grundgebirges sind viel kleiner (50  $\mu$ ) und kommen nur in geringer Menge vor. Tonige Füllmasse ist auch wenig vor-

handen, so dass es ein ziemlich reines vulkanisches Material ist. Winzige, sekundär ausgeschiedene Kalkpunktchen zählen zu den Seltenheiten.

Feinkörniger, porzellanartig und der mikroskopischen Untersuchung nach etwas toniger ist ein anderes untersuchtes Gestein, in dem der vulkanische *Feldspat* bis 200  $\mu$  Grösse erreicht. Im übrigen ist dies ein feiner, toniger, sandiger, trassartiger Tuff, in dessen Schliff sich der 100  $\mu$  grosse Querschnitt einer verkieselten, erbsenförmigen Pflanze fand, dagegen Kalkstein und Verkalkung nicht vorhanden ist.

Ein Exemplar der dichten Gesteine des weiter östlich, gegen Kötelend zu gelegenen *Borilla* ist auch ein den vorigen entsprechender, sehr feinkörniger, toniger Tuff, in dem 1 mm. grosse weissere, reinere Teile eine Schichtung hervorrufen. Die Glaskörner sind hierin 30  $\mu$  gross und nur ausnahmsweise erreichen einzelne spröde Glasleisten eine Länge von 100  $\mu$ . Dieselben sind wirr in tonige Gebilde eingelagert, deren Menge die der Tuffmasse gewöhnlich übersteigt. Es finden sich hier kleinerer Glimmer (30  $\mu$ ), hauptsächlich *Biotit* und weniger, etwa 20  $\mu$  grosse *Quarzkörner*. Ausnahmsweise kommen jedoch auch 130  $\mu$  grosse Quarzsplitter darin vor, Kalkstein jedoch nicht.

Den vorigen sehr ähnlich ist der vom *Borilla* südlich, in der Nähe des Zsuker *Salzbrunnen* an der linken Seite des Sóskutbach (Pareu Moratori) vorkommende, dichte ungeschichtete, porzellanartige Tuff. In diesem sind 20  $\mu$  grosse Glaskörner in einen tonigen, gleichfalls weissen Teil, der alten umgewandelten *Biotit*, *Muskovit* und *Quarz* von ähnlicher Grösse enthält, eingebettet. Das grösste Mineral ist hier ein 100  $\mu$  langer Muskovitfaden. Auch die ursprüngliche Glasmasse ist umgewandelt, wie auch das sonstige, von weither stammende feine Material. Kalkstein ist aber nicht vorhanden. Dies Gestein ist ein gutes Beispiel für den sehr feinkörnigen und fest verkitteten Tuff.

In diesem Zug kommt auch sandiger, fester, harter Tuff mit Wellenfurchen vor, in dem wir mit dem Mikroskop dünne, 1–2 mm. dicke Streifen feststellen können, die aus 200–250  $\mu$  grossen und kleinern hauptsächlich vulkanischen *Plagioklastrümmern*, aus wenigen verwitterten *Andesitbrocken*, in geringerem Masse aus 100  $\mu$  grossen und kleinern kristallinen Schieferbrocken, grünen *Amphibolbruchstücken*, ferner aus umkristallisierten Tonkörnern bestehen, in denen auch rote Zooglöen und 100  $\mu$  grosse Kalkkörner vereinzelte vorkommen. Um die vorherrschend 50  $\mu$  grossen

kugeligen, verschmolzenen Glaskörner herum finden sich auch mehr oder weniger umkristallisierte tonige Gebilde.

Über das auf dieser langen Anhöhe vorkommende dichte Tuffgestein gibt also blos die mikroskopische Untersuchung Aufschluss, auf Grund deren diese östlichen, wie es scheint successive feiner werdenden Tuffmassen sich als die mit Lehm und Sand vermengte Asche (Tuffite) eines fernen Dacitausbruches erweisen, die am ehesten dem II. Tuffzug anzugehören scheinen. In dem dem Beckenrand näher gelegenen östlichen Flügel kommt auch teils kalkiges, teils grösserkörnig-sandiges Material vor.

#### **X. Allgemeines über den Tuffzug Visa-Kolozskorpád und die davon östlich gelegenen Tuffschichten.**

Östlich von der Antiklinale Kolozsköteland, von der starken Biegung derselben beim Sospatak 3 km. entfernt, kenne ich noch einen, in schwächerem Bogen verlaufenden Tuffzug, der auf dem Gebiet östlich von Kolozs -- wie schon in meiner I. Veröffentlichung erwähnt -- an der eintönigen Reihe seiner, meist unter 20–30° nach ONO einfallenden Schichten zu erkennen ist. Im nördlichen Teil des Zuges zwischen Visa und Köteland, aber auch weiter südlich auf dem Hattert von Korpád, bildet nicht blos sein sicher feststellbares Vorhandensein, sondern sein ein einheitliches Niveau kennzeichnender Zug auf diesem 8–9 km. langen Gebiet eine gute Leitschicht. Die ganze Länge von Visa bis Kolozs kann man auf etwa 14 km. schätzen. Betrachten wir nun die einzelnen, gut sichtbaren Teile dieses Zuges etwas näher.

Südlich von Visa, auf der Höhe 465 m. der Wasserscheide, ist ein, in etwa 40 m. Länge abgebauter Tuffzug von ansehnlicher Dicke zu sehen, dessen Schichten unter 45° gegen SSO einfallen. Darunter sind auch kalkige Ablagerungen. Zu unterst erscheint 7 cm. dicker Sandstein. In der Streichrichtung desselben, gegen SW zu finden wir an mehreren Stellen den Tuff, namentlich neben dem Kötelender Weg, ferner am Rande des Waldes an der Südseite des Weges, aber am reinsten, am Südabhang des Kötelender Tales am Beginn der Weide Voisan, in einer steilen Wand, an deren unterem Ende ich in einer frischen Wasserrinne (1907) unter der wertvollen Begleitung des Herrn Grundbesitzer PETER V. GAAL folgenden Aufschluss beobachtete: Im obern Teil der Wand war unter von Vegetation bedeckten Schichten 0.30 m. dicker rein erscheinender Bimssteintuff zu sehen, darunter folgte jedoch 3.5 m. mächtiger, unter

dem Einfluss der Atmosphäerilien in Stücke zerfallender lehmiger Tuff, eine lange steile Wand bildend. Die unteren Schichten enthalten unbestimmbare Pflanzenüberreste, und zeigen stellenweise eine, für Wellenschlag sprechende diagonale Schichtung. Unter diesen folgt 0·30 m. dicker, nicht zersprungener, reinerer, darunter 0·25 m. lehmiger, zersprungener Tuff und unter diesem die 1 m. mächtige Haupttuffschicht, unter welcher nur noch 0·20 m. lehmiger Tuff und 0·25 m. grösserkörniger reinerer Tuff die sichtbare Reihe der Tuffschichten abschloss. Auch das Liegende dieser gut aufgeschlossenen Schicht ist Sandstein, unter welchem die folgenden Schichten von dem, von oben herabgefallenen Schutthaufen verdeckt sind. In dieser, etwa 6 m. mächtigen Tuffschichtenreihe gibt es also viele lehmige Zwischenlagerungen. Weiter in der Streichrichtung, auf dem *Dupa Gyál* benannten Gipfel war in ca. 400 m. Höhe wieder der untere 1 m. dicke Tuff, mit dem darüber befindlichen 3 m. dick sichtbaren lehmigen Tuff und dem liegenden Sandstein zusammen aufgeschlossen. Die Schichten fallen unter 30° nach SO ein.

1  $\frac{1}{2}$  km. von Kötelend nach SO, am Südwestfuss der Ruptura ist oben Bimssteintuff. Darin finden sich bis 3 mm. lange Bimssteinfäden, in muskovitischem lehmigem Gestein. Darunter in 3 m. Tiefe kennt Herr PETER v. GAÁL den 30—40 cm. dicken „guten Stein“ (reineren Tuff). Diesen Zug kenne ich weiter am Abhang gegen den Gyéresbach zu, in den Brüchen des Gipfels und weiter abwärts oberhalb des GAÁL'schen Meierhofes. Von hier zieht er sich über die *Lárga* genannten Felder, in den südöstlich gelegenen Graben, wo ich an den obern Mergelschichten ein südöstliches Einfallen unter 9° gemessen habe. Weiter südwestlich geht er auf die jenseitige Lehne des Gyéresbaches über und sicherlich ist der Tuff an der, unterhalb von Kötelend sichtbaren Verengung des breiten Tales schuld. Neuerdings habe ich vom Aufseher des HORVÁTH'schen Meierhofes gehört, dass am Fusse der südlichen, durch das Tal führenden Brücke der Tuff gleichfalls anstehend vorhanden ist.

An der westlichen Seite des Tales des Gyéresbaches, nordöstlich vom Méneshágó, sind die Spuren mehrerer, aufgelassener, verwachsener, alter Steinbrüche in der Fortsetzung dieser Tuffschichten zu sehen. 8 m. über der Kötelender Strasse, in dem auch auf der Generalstabskarte angegebenen „Schieferbruch“ habe ich 1917 vorherrschend tuffenthaltende Mergelstücke und nur vereinzelt reinern, sandigen Tuff gefunden. Von hier zieht sich dieser Zug auf die Höhen 393 und 401 hinauf, woher er sich in südlicher Richtung

an der Lehne abwärts windet. Als die Fortsetzung desselben ist der sich südlich vom Méneshágó an der Ostseite der 421 m. hohen Erhebung gegen K.-Korpád zu ziehende, beträchtlich dicke, grösstenteils mergelige Tuffzug zu betrachten, der sich ähnlich wie auf dem Méneshágó, am Ostabhang des Kontinyitgipfel verbreitert. Eine zu diesem Tuffzug gehörige, abgerissene Tuffschicht wurde unterhalb von K.-Korpád, am linksseitigen Abhang des Tales über dem Wege vor etwa 10 Jahren abgebaut, damals war auch der frostbeständige Tuff („Doppelstein“) unter dem lehmigern Tuff unter 57° nordöstlich einfallend zu sehen.

Ich muss hervorheben, dass man an diesem, nördlich von Korpád gelegenen Abhang aussergewöhnlich viel, meist dichten, öfters mergeligen Tuff findet, der z. T. abgerutscht, z. T. vom Wasser herabgebracht ist.  $\frac{3}{4}$  km. südlich vom Dorfe, etwa in der Mitte des Abhanges habe ich am Anfang einer Wasserrinne letzthin eine etwa 6 m. dicke, vorherrschend mergelige, in ihrem obern, 1-5 dicken Teil bimssteinige, Biotit enthaltende Tuffschicht, stark zwischen mergelige, sandige Schichten eingefalten gefunden, welche letztere unter 82° nach WNW einfallen. Darüber auf dem flachen Gipfel ist auch auf einem grossen Gebiet Tuff vorhanden, und zwar zu unterst der bimssteinige, biotitische Tuff. Hier ist also ein Teil der fächerförmigen Antiklinale zu sehen, die sich mit einem Bruch gegen das auf der andern Seite des Tales beginnende, tafelige Gebiet abgrenzt. Dieser Aufbau macht das zwischen Korpád und dem Méneshágó auffällig häufige Vorkommen von Tuff verständlich. Ausser dem mergeligen Teil gibt es auch auf dem Gipfel reinern, bimssteinigen und sandigen, feinen, geschichteten Tuff, der in seiner weitem Fortsetzung südlich von der Höhe 431 im Rotasteinbruch unter 25° nach OSO fällt.

Ein ziemlich langer, zusammenhängender Dacittuffzug folgt weiter an der nördlichen Seite des Dorfes K.-Korpád auf dem Rücken Kereszthegy—Szölötető. In dem Aufschluss, neben dem westlich von der Rota abwärts führenden Weg war vor 10 Jahren unter den lehmigen Schichten der etwa  $\frac{1}{4}$  m. dicke, ziemlich reine Tuff, darunter aber etwa 3 m. mächtiger, zerklüfteter, lehmiger Tuff zu sehen. Die Schichten fallen unter 30° nach OSO ein.

Eine ganz ähnliche Schichtenreihe kommt oberhalb von K.-Korpád auf dem Gipfel, in dem aufgelassenen Tuffsteinbruch vor, wo ich 1907 zu oberst kaum einen halben Meter betragenden, reinern Dacittuff, darunter tuffhaltigen Mergel mit 25°-iger, östlicher Einfallsrichtung gesehen habe. Westlich vom Steinbruch auf dem

Gipfel habe ich jedoch letzthin Scherben eines widerstandsfähigern, Biotit, Feldspat und viel vulkanischen Quarz enthaltenden Dacit-mineraltuff gefunden. Von hier zieht sich dieser Tuffzug über die Äcker zum Tor des gastlichen Hauses des Herrn PETER v. GAÁL und von hier, wie es scheint, aufwärts gegen die Höhe 436 zu, an deren Fusse der Bimssteintuff hervortritt. In diesem Abschnitt fand ich 1917 nur auf dem Szölő genannten Ackerfeld einen bessern Aufschluss, dessen zur Wölbung der Antiklinale gehörige Schichten unter  $16^\circ$  nach O einfallen. Dieser Zug nimmt seine Richtung im weitem Verlaufe auf den der Kolozser Báteleg—Lárga—Meierhöfe zu und scheint in denselben überzugehen.

Vom Tuffzug Visa -K. Korpád ostwärts sind mir die Tuffschichten bis Mócs im Ganzen genommen in tafelförmiger Lagerung bekannt. Der westliche auf dem Hattert von K.-Korpád und Kötelenđ gelegene Rand dieses grossen Gebietes interessiert uns hier näher, also einesteils die Tuffe des Zuges Magyaros (455), Botos (403), anderesteils die des Zuges Neted (466) — Ruptura (443).

Die geologische Lage der Tuffe des *Magyaros—Neted*, oder richtiger nach den Korpádem *Hidegoldal* (Recsă-zuges<sup>1</sup>) können wir am besten oberhalb des *Lárga—Meierhofes* nordwestlich in dem, auch auf der Generalstabskarte benannten „Schiefer Stb“ erkennen, wo 1917 nur der obere 1.5 m. dicke, dichte, hellgraue Tuff und darunter 4 m. mächtig braunes, lehmiges Gestein in horizontal erscheinender Lagerung zu sehen war. Der ganze Zug zeigt jedoch, dass wir hier ein sanftes nordwestliches Einfallen annehmen müssen. 1910 habe ich in den sandigen Schichten des darunter gelegenen Weingarten, die mit Gyps enthaltendem Mergel abwechseln, nördliches Einfallen unter  $40^\circ$  gemessen. Westlich vom „Schiefersteinbruch“ gegen den Korpáder Weg zu und näher an Korpád gelangen auf dem *Legelő* genannten Gebiet zerrissen und verworfen jedoch auch tiefere sandige und reinere Tuffe an die Oberfläche. Stellenweise bilden hier 10 m. dicke zerriebene Tuffgesteine und zwar hauptsächlich tuffhaltiger Mergel den steilen Abhang. Im reinern Tuff kommen 1 mm. grosse Bimssteinkörner, im sandigen aber opalisierte Teile, sowie dünne, starre, sandige Streifen vor.

Die abgerissenen, abgerutschten Schichten dieses tafelförmigen Tuff findet man in einzelnen Stufen der *Hidegoldal* bis zum Botos in sehr verschiedener Höhe. An einzelnen Stellen gibt dieser Tuff

<sup>1</sup> Der Abhang fällt nämlich nach N zu ab und ist in Folge des nordwestlichen Einfallens seiner Schichten ein feuchtes, daher kaltes Gebiet, worauf der Name „Kalte Lehne“ deutet.

vorzügliches Quellwasser, wie die Reesa rumunyaszká, in deren Richtung der Tuff sehr tief, bis zu einer Entfernung von 400 m. von der Landstrasse, abgerissen ist. Dieser Tuff befindet sich auch östlich von der Korpáder Strasse, auf dem Gipfel des 393 m. hohen Hügels. Viel besser ist der östliche Rand der Tufftafel des Magyáros-Botos erhalten, den man nördlich vom „Schiefersteinbruch“ in langem Zuge verfolgen kann.

Eine ähnliche Tuffschicht von tafelartiger Lage gelang es bei der *Kályáner Maut* im Zuge der sich jenseit von Gyérespatak hinziehenden *Nedel Ruptura* festzustellen. Der südliche Teil derselben, das Gebiet unterhalb des HORVÁTH-ischen Meierhofes ist verworfen. Den an ursprünglicher Stelle gebliebenen Tuff kann man am oberen Eck des über dem Meierhof befindlichen Wäldchens und weiter nördlich in ca 430 m. Höhe auf den Ackerfeldern in Gesellschaft von sandigen Schichten und Sandstein finden. Auch hier kommen den Tuffen der Hidegoldal ähnlicher, dichter tuffhaltiger Mergel und bimssteinige, sandige, mitunter geschichtete Tuffe vor, ohne dass man auf diesem bebauten Gebiet irgendwo den Zusammenhang sehen könnte.

$\frac{1}{4}$  km. südöstlich von der Höhe 443 der Ruptura habe ich zwischen den Schollen des Ackers nahe dem Gipfel den Tuff gefunden und es gelang mir aus dem darunter folgenden, gelben muskovitischen Sandstein einige Muschelschalen von *Errilia podolica* Eichw. herauszugewinnen. Auf Grund hiervon scheint also die über dem Sandstein befindliche Tuffschicht schon zur *sarmatischen Stufe* zu gehören. Zur Bestimmung der Schichtenlagerung ist hier keine Gelegenheit. Wenn man jedoch in Betracht zieht, dass der Ostabhang des Zuges der feuchtere ist, hier gibt es bedeutendere Rutschungen, dass wir auf dem östlichen Nachbargipfel, dem *Agyagosdomb* (Lehmhügel) über den unerreicht schönen Erdrutschungen in 420 m. Höhe ähnliche Tuffschichten finden, müssen wir hier nicht mehr westliches, wie auf der Hidegoldal, sondern im Gegenteil sanftes östliches Einfallen annehmen. Der Südabhang des Agyagosdombzuges ist der feuchte, hier gibt es die schönsten Brüche und Rutschungen, die ich im Siebenbürger Becken kenne, der Nordabhang ist so, wie der des nördlichen Nachbarn des Agyagosdomb trocken und frei von Rutschungen, der Südabhang der Bäréer Lehne ist auch von dem auf dem Gipfel befindlichen Frinkujsee aus beginnend feucht, zerrissen und von Erdrutschungen bedeckt.

In den Brüchen des *Agyagosdomb*, diesen etwa 80 m. hohen, senkrechten Aufschlüssen sieht man, dass unter dem Tuff auch



hier eine ca. 10 m. dicke, gelbe Sandsteinschicht folgt, unter welcher die Sandschichten in einer Dicke von etwa 12 m. mit bläulichen Mergelschichten abwechseln. Darunter folgt bläulicher Mergel mit weissen Salzausblühungen, den man schon getrost zum *mittlern Miocän* (obern Mediterran) zählen kann.

Was das tafelförmige Gebiet vom Zuge *Magyaros—Ruptura* östlich bis *Moes* betrifft, möge hier als allgemeiner Zug das folgende stehen. Die obere Tuffschicht zieht sich auf dem nordöstlichen Gebiet von Bäré in 500 m. Höhe, 3 km. südöstlich von hier bei Vajdakamarás, finden wir diese Tuffschicht schon in 400 m. und weiter 3 km. westlich von Mezögyéres in 340 m. Höhe, wo sie dann gegen O zu langsam unter das gegenwärtige Bachniveau kommt. Am Westrand behält diese Tuffschicht jedoch ihre ursprüngliche Höhe, und erhebt sich sogar in südlicher Richtung gegen Kolozs zu ein wenig, in so weit ich sie bei Magyarkályán in 580 m. Höhe kenne. Aber östlich von hier, bei Magyarszovát sinkt sie in einer Reihe von sehr interessanten Rutschungen gleichfalls soweit, dass ihre Höhe in der Gemeinde bereits nur 370 m. beträgt. Von hier geht sie in weiterem langsamem Fallen in die, in der erwähnten Höhe 340, westlich von Mezögyéres unter die Oberfläche verschwindende Tuffschicht über. Die über dieser in 420 m. Höhe an der Ostseite von Mezögyéres über der Landstrasse in einem Steinbruch aufgeschlossenen Sandsteinschichten sind nach LUDWIG ROTH v. TELEGD<sup>1</sup> auf Grund von in ähnlichen Schichten des Moeser Hattert gefundenen *Tapes gregaria* PARTSCH, Vertreter der sarmatischen Sedimente, die darauf folgenden „Schichten mit Pflanzenfasern, Toneisensteinknollen und Sandsteinkugeln der pannonisch-pontischen Zeit zuzuzählen“. Ich habe 1907 diesen Aufschluss gesehen, auf den bezüglich ich mir das folgende angemerkt habe: Unter dem schwarzen Humusboden befindet sich 5 m. dicker loser Sand mit Concretionen, darunter jedoch 350 m. mächtiger Lehm und sandiger Lehm, der sich auf die unter ihm folgende, mehrere m dicke, tuffige Schichtenreihe mit welliger Oberfläche abgelagert hat, deren unteres Ende nicht zu sehen ist. Im lehmigen Teil sind kleine Eisenooolithe, aber auch Pflanzenabdrücke vorhanden. Eisenhältige, kalkige Concretionen kommen um einzelne mergelige Partien auch im Tuff vor.

Auch auf der Antiklinalenkarte von Dr. HUGO v. BÖCKH sehen wir auf dem Gebiete östlich von K.-Körpád—Visa bis Nagysármás

<sup>1</sup> L. ROTH v. Telegd, Die Umgebung der Gemeinde Mócs. Földtani Közlöny, 1914, Seite 401.

keine Antiklinalen eingezeichnet. In seinem Bericht aus dem Jahr 1913 schreibt er (Seite 10), dass „östlich von Kolozs in der Gegend von Felsőszovát und Magyarkalyán über einander zwei Dacittuffe erscheinen, ein unterer dickerer und ca. 10- (sic! sicher! 100 der Autor) 120 m. darüber ein dünnerer, 2—3 m. dicker. Auf den Gebieten östlich von hier finden wir bereits sarmatische Ablagerungen“. Weiter auf den Seiten 28, 29 steht auch, dass die Schichten über dem 2—3·5 m. dicken Zuge der um Felsőszovát herum und davon nördlich in grosser Verbreitung zu beobachtenden Dacittuffe bereits sarmatisch sind. 500 m. hierüber folgt der Pusztakamaráser Tuff, der in der Sármascher Wölbung wieder an die Oberfläche tritt.

**Das mikroskopische Bild der Tuffe des Antiklinalenzuges  
Visa—Kolozskorpád und des Magyaros—Botos.**

Aus dem Visa—Kötelender Teil des Zuges, aus der im Südflügel gelegenen Voisanwand habe ich die untere sandige Schicht, sowie den darüber befindlichen reinern und den lehmigen Tuff mikroskopisch untersucht. Der Sandstein ist mit freiem Auge betrachtet ein feinkörniges, dichtes, graues Gestein, dessen Schicht auf der glatten Oberfläche hieroglyphenähnliche Erhebungen zeigt, denen zu folge er an den Opalsandstein in der Umgebung von Kolozsvár erinnert. Unter dem Mikroskop findet man darin vorherrschend 150  $\mu$ , ausnahmsweise auch 1 mm. grosse, vulkanische *Feldspatkörner*, zwischen denen in nur sehr untergeordneter Menge *Quarz* vorkommt, der mitunter auch Glaseinschlüsse enthält. Unter den Feldspäten mit Glaseinschlüssen gelang es *Andesin* ( $Ab_1$ ,  $Ab_2$ ) und *Oligoklas* zu bestimmen. Ausser diesen vulkanischen Mineralien finden sich *Bimssteinfäden* von gleicher Grösse, darin vereinzelt rote zooglöenartige Gebilde, weiterhin *Biotit-* und *Magnetitkörner*.

Es kommen aber auch reichlich kristalline Schieferbrocken, zerdrückter *Quarz*, *Muskovit*, spärlich *Epidot*, brauner, blaufleckter *Turmalin*, ferner tertiärer Kalkstein und kalkige Sandsteinstücke vor. Es finden sich weiterhin darin braune, optisch positive Sphärolithbruchstücke, mitunter mit kurzen, Trichiten, etwas andesitartige Grundmasse mit Feldspatleisten (Auslöschung  $1\frac{1}{2}$ ,  $1\frac{1}{2}$ ) und 50  $\mu$  grosse *Zirkon*bruchstücke. Alldies verbindet eine feine amorphe, sicher aus ursprünglichem Tuffstaub entstandene Masse.

Es ist also klar, dass dieses Gestein im Wesen vulkanischer Mineralsand ist, mit aus ältern Gesteinen stammenden Verunreini-

gungen, das mehrere verwandte Züge mit dem, in der Umgebung von Kolozsvár unter dem sarmatischen Sandstein vorkommenden mittelmiozänen Sandstein verrät.

Hierauf folgt ein 1–2 mm. dicker, in starren Schichten abwechselnder, weisser und grauer Tuff, der in einzelnen Schichten Pflanzenüberreste aufweist. Mikroskopisch betrachtet besteht er aus 30–150  $\mu$  langen, weissen Glasfäden und -körnern in gelbbraune, amorphe tonige Masse eingebettet. Stellenweise kommen auch gelbliche *Bimsstein*bruchstücke in diesem bräunlichen Ton vor. Diese wechseln mit Schichten, in denen sich mit dem vorigen amorphen, nur in geringem Masse beginnende Unkristallisation zeigenden Material ebensoviel, stellenweise auch mehr, 100  $\mu$  grosse und kleinere, meist aus dem kristallinen Schiefergebirge stammende Brocken, darunter ziemlich viel Kalkstein, *Chlorit* u. s. w. vermengen.

Hierauf folgt grauer, nicht geschichteter, grosskörniger *Bimssteintuff*, in dem wir mit dem Mikroskop konstatieren, dass etwa die Hälfte des Gesteines aus oft ausserordentlich launenhaft gestalteten, zerrissenen Glasfäden und ausnahmsweise aus, zu dünnen Fäden aufgeblasenem *Bimsstein* bis zu 1 mm. Grösse besteht, der in noch dünneres, etwa  $\frac{1}{2}$ , des Gesteines ausmachendes, braunes unkristallisierendes, toniges Sediment unordentlich eingebettet ist. Der übrige Teil des Gesteines ist meist Sand alter Herkunft, in dem die grössten, zerdrückten Quarzkörner 200  $\mu$  erreichen, ausserdem weniger *Muskovit*, *Biotit*, Kalkstein und *Feldspat*. Die kleinern Brocken sind 40  $\mu$  gross, aber es gibt auch einige 100  $\mu$  grosse Tonstückchen darin. Stellenweise reichern sich diese kleinen, bis 100  $\mu$  grossen Sandkörner derart an, dass sie die Hälfte des Gesteines ausmachen, an andern Stellen ist ihre Menge jedoch kaum auf  $\frac{1}{10}$  zu veranschlagen. Die *Bimssteinfäden* sind stellenweise grünlich und verraten schwach umkristallisierte, optisch positive Fasern.

Dem vorigen ähnelt in der Fortsetzung dieses Zuges der vom *Dupa Gyal* stammende, wenige, nicht starre Schichtungsstreifen zeigende Tuff, in dem weisse, abgerundete *Bimssteinkörner* bis 1 cm. Grösse eingebettet sind, woraus man auf die Abstammung aus der nahen Visser Ausbruchsstelle schliessen kann. Die Oberfläche dieses Gesteines bedecken Kalkausblühungen.

Auch unter dem Mikroskop finden wir ähnliche Bestandteile, d. h. ähnliche, launenhaft gestaltete Glasbruchstücke in rötlich-braunen oder gelben, stellenweise umkristallisierenden Ton eingebettet, ferner etwa 100  $\mu$  grosse kristalline Schieferbrocken, darunter vorherrschend *Quarz*, *Muskovit*, *Biotit*setzen, sericitischen *Feldspat*,

aber auch *Granatkörner* (40  $\mu$ ), kleine Kalkkörner und Sandsteinstückchen. Die sandigen und reinern glasigen Schichten wechseln stellenweise in 1 mm. Dicke mit einander ab. Diese feinen Bimssteintuffe verraten also Ähnlichkeit mit den Kolozsvärer obern Tuffen.

Im wesentlichen stimmt mit den vorigen der weiter im Verlaufe des Zuges bei der obern Verengung des Gyérespatak von der rechten Seite, aus der Nähe des GAAL'schen Meierhofes stammende Bimssteintuff überein. In diesem sind die weissen Glasbruchstücke, z. T. Hirschgeweihartige Splitter, in einen stark umkristallisierten, färbigen, kleine Kalkkörnchen enthaltenden tonigen Teil eingebettet, das Gestein ist also eigentlich ein Mergel. Es kommen auch wenig kleine, optisch negative sphaerolitische Kugeln vor. Die fremden Sandkörner stammen auch hier aus dem kristallinen Schiefergebirge und Sandstein.

Der vom Kötelender Hattert, von dem Gebiete nördlich von der Gemeinde, aus dem jenseitigen Flügel der Antiklinale stammende, dünne, graue Tuff unterscheidet sich hauptsächlich dadurch von dem des südlichen Zuges, dass er mehr als dieser zusammengedrückt und umgewandelt ist. Unter dem Mikroskop sehen wir, dass die einstigen Glaskörner nicht bloß ihren Aufbau, sondern auch ihre Umrisslinien verloren haben. An einzelnen Stellen sind sehr dünne, *tridymit*artige, der Länge nach sehr schwach optisch negativ doppelbrechende Blättchen, an andern Stellen tonige Teile vorhanden. Die kristallinen Schieferbrocken: *Quarz*, *Muskovit*, spärlich *Feldspat* sind 40–100  $\mu$  gross und machen stellenweise bis  $\frac{1}{3}$  des Gesteines aus. Zu den Tuffen auf der andern Seite steht hier nicht nur der verwitterte Zustand und die kleinern Körner, sondern auch das Fehlen von Kalkstein im Gegensatz. Dieser Tuff hat sich entfernter von dem südöstlich gelegenen Uferrand abgelagert, wie die vorigen.

Vom Südflügel, südlich von Visa, vom 404 m. hoch angegebenen Hügel habe ich einen dichten, weiss und gelb gefärbten Tuff untersucht, der mit aus kleiner körnigem, hauptsächlich altem *Quarz*, *Muskovit* und wenig *Plagioklas* bestehendem, schmutziggelbem Quarzsandstein, der keine Tuffmasse enthält, zusammen vorkommt. Das mikroskopische Bild des gelblichen Tuff ist das folgende. Wir sehen darin verwitterte Bimssteinstückchen bis zu  $\frac{1}{2}$  mm, die mit andern Glasbruchstücken zusammen den herrschenden Teil des Gesteines ausmachen, nur stellenweise herrscht der tonige Teil vor. Ausserdem nehmen in untergeordneter Menge, verschiedene, aber stellenweise

$\frac{1}{5}$  des Volumens ausmachende, kleinere Mineralkörner am Aufbau des Gesteines teil, zum grössten Teil zerdrückte *Quarzkörner*, *Muskoriffetzen*, meist grösser als 100  $\mu$ , also Mineralien alter Herkunft. Es findet sich jedoch darunter auch vulkanischer *Feldspat*, zum grössern Teil mit Glaseinschlüssen und wenig *Magnetit*, ferner 100  $\mu$  grosse braune, unkristallisierende, feine sandige Tonstückchen.

Viel feinkörniger ist der zweite, mit freiem Auge betrachtet an Steingut erinnernde weisse Tuff, in dem nur die grössten Mineraltrümmer eine Grösse von 30  $\mu$  erreichen. Am meisten sind darin kleiner, etwa 10  $\mu$  betragender *Quarz* und *Muskoriffäden* enthalten, die jedoch nur etwa  $\frac{1}{3}$  des Gesteines ausmachen und mit denen zusammen sich auch 3  $\mu$  dicke und 22  $\mu$  lange *Rutilbruchstücke* und wenig vereinzelt, hergenommene, rote, pilzartige Kugeln finden. Die herrschende Masse des Gesteines sind kleine Glasbruchstücke, die bis zur Unerkenntheit mit einander und den dazwischen liegenden Tonteilen verklebt sind. Die letztern kann man bei sorgfältiger Untersuchung an ihrer schwach gelblichen Farbe und an ihrer Lichtbrechung, die etwas stärker ist, als die des Glases, stellenweise in 30  $\mu$  grossen Partien erkennen. Diese verschmelzen an den meisten Stellen zu amorphen Massen, auf denen man in zerstreutem Licht ein welliges Netz wahrnehmen kann. Etwa 25  $\mu$  grosse, fein sandige, gelbe Tonbrocken kommen ziemlich zahlreich vor. Kalksteinbruchstücke fehlen auch in diesen dichten Gesteinen.

Vom Ostflügel des südlichen Teiles der Antiklinale, vom linksseitigen Gebiet des Gyérespatak habe ich aus dem der Verzweigung des nach Kolozskörpád führenden Weges gegenüber gelegenen Szölössteinbruche (Zsie) zwei Tuffarten mikroskopisch untersucht. Die eine ist weisserer, grobkörniger, poröser Bimssteintuff, in dem man einzelne, 1 mm grosse, stellenweise noch grössere, stark aufgeblasene Bimssteinstückchen in wirrer Lage bemerkt. Derselbe ähnelt, was seine Grösse und starke Aufgeblasenheit betrifft, dem aus der Nähe der Feleker Anhöhe in meiner II. Veröffentlichung beschriebenen Tuff des höhern Niveau. Im Haufen solcher und noch in viel grösserer Menge auftretender kleiner Bimssteinbruchstücke sind Dacitmineralebrocken, hauptsächlich auch Glaseinschlüsse enthaltende, oft zonar gebaute *Plagioklase*, wenig *Quarz* und *Biotit* unregelmässig eingestreut. Unter den Feldspäten habe ich *Oligoklas-Andesin* ( $Ab_4 An_1$ ) und *Labradorit* bestimmt. Solche Feldspäte werden wir später in dem Visser

Ausbruchszentrum kennen lernen. Dieser Tuff ist also ein ziemlich reines vulkanisches Produkt, das jedoch auch wenig, aber in dünnen Schichten sich anreichernde, stellenweise sogar stark vorherrschende, 100—200  $\mu$  grosse kristalline Schieferbrocken enthält. Diese sind also während des Aschenregens zeitweise in grösserer Menge an den Ort der Tuffablagerung gelangt. Vereinzelt finden sich auch Rhyolithe und andere fremde eruptive Brocken darin.

Der andere Tuffit ist ein dichtes feinkörniges und dunkelgraues, schwereres, toniges Gestein, das unter dem Mikroskop aus verwitterten Haufen wirrer in Ton eingebetteter Glasfäden zusammengesetzt erscheint. Auch der Bimsstein ist zu optisch positiven Tonfasern umkristallisiert. Auch hier kommen unregelmässig verstreut 100  $\mu$  grosse Mineralkörner vor.

Aus dem, an der westlichen Lehne des *Kolozskorpáder Kereszthegy* befindlichen Aufschluss habe ich einen dem vorigen, jedoch noch mehr dem von dem Kötelender GAAL'schen Meierhof stammenden Tuff ähnlichen, aber grösserkörnigen, grauen, ungeschichteten Tuffit untersucht. In diesem sind unter dem Mikroskop Haufen von weissen Glasstücken mit bogenförmigem Rand und sehr aufgeblasenen, ausnahmsweise 1 mm, gewöhnlich 1—200  $\mu$  langen Bimssteinfäden in rotem, zum Teil umkristallisierendem Ton suspendiert zu sehen. *Feldspat* bis zu 200  $\mu$ , *Quarz* und *Biotit* findet sich gleichfalls darin, unter denen ich *Oligoklas-Andesin* bestimmte. Ausser diesen vulkanischen Mineralien kommt noch wenig, 50—100  $\mu$  gross, z. T. zerdrückter, also alter *Quarz* vor, der sich nur stellenweise etwas anreichert. Auch dies ist also ein feinkörniger, sandiger, toniger Tuffit.

Von den östlich von K.-Korpád aus dem grossen Lárgasteinbruch des Magyaros stammenden Tuffen zeigt der eine Schichtung. Unter dem Mikroskop erweist er sich als sehr feiner tuffhaltiger Ton, insoweit als das sehr verwitterte Dacitglas nur etwa  $\frac{1}{4}$  des Gesteines ausmacht, das vorherrschend aus stark umkristallisiertem Ton besteht, von dem das ursprüngliche Glas oft nur schwer unterschieden werden kann. In diesem tonigen Teil finden sich auch 30—40  $\mu$ , ausnahmsweise 60  $\mu$  grosser *Quarz*, weisser *Glimmer* und Mergelstückchen. Im übrigen kommen die aus kristallinem Schiefer stammenden Sandkörner in sehr geringer Menge, etwa  $\frac{1}{20}$  oder einen noch geringern Teil des Gesteines bildend vor und reichern sich nur stellenweise etwas an. Diesen ähnlich ist das andere hierher gehörige Gestein, in dem meist 150  $\mu$  lange, dünne, verzweigte

Glasfäden den vierten Teil, oder noch weniger ausmachend zu sehen sind, jedoch kommen auch 200  $\mu$  grosse vulkanische Feldspäte vor. Brauner, glimmerig umkristallisierter, kleinkörnig sandiger Ton herrscht vor und man findet nur sehr wenig kristalline Schieferbrocken, selten 60  $\mu$  grosse *Muskovill*fäden und wenig Kalkstein.

Aus dem herrschenden, etwa 4 m mächtigen, tuffhaltigen Mergel des sich nordwestlich über dem Lárgameierhof erhebenden Tuffzuges habe ich ein dunkelgraues, dichtes Gestein mit muscheligem Bruch untersucht, in dem die 60  $\mu$  grossen und kleinern verwitterten Glassplitter eine sehr untergeordnete Rolle spielen, da sie nicht mehr als  $\frac{1}{6}$  des Gesteines ausmachen. Der Hauptteil dieses Gesteines ist Ton, in dem sich auch kleine Kalksteinkörnchen befinden, weiterhin viele 30–40  $\mu$  lange *Glimmer*fäden, dagegen ist *Quarz* sehr selten. Im tonigen Teil kommen auch 12  $\mu$  breite, blumenblätterartige, optisch negative Sphaerolithe vor.

Im Zusammenhang mit diesem gibt es hier mehrere, solche in glimmerigen Mergel eingebettete kleine Glassplitter enthaltende, weisse Gesteine. Eines von diesen enthält *Feldspäte* mit Glaseinschlüssen also vulk. Herkunft, bis zu 150  $\mu$  Grösse, sowie *Quarz*, *Biotit* und wenig Magnetit. Das grösste Bimssteinbruchstück erreicht  $\frac{1}{2}$  mm Grösse. Einige *Plagioklase* verkalken. Im tonigen Teil kommen stellenweise kleine, optisch negative sphärolithische Kügelchen mit schiefer Auslöschung, sowie globigerinenähnliche grössere Kugeln vor. Mineral- und Gesteinsbrocken aus dem Grundgebirge sind hier schwach vertreten und es kommt auch 30  $\mu$  grosser *Quarz* vor.

In der Gegend der zum nordwestlichen, abgerissenen Rand der Tafel des Magyarosgipfel gehörigen Reesa rumunyaszká, am rechten Ufer des Grabens befindet sich etwa  $\frac{1}{2}$  km vom Wege entfernt mit dünnen sandigen Schichten abwechselnder dichter Tuff, der in gröbern Bimssteintuff übergeht. In diesem sind aus feinen weissen Fäden bestehender Bimsstein und 100–150  $\mu$  lange Stückchen dichten Glases in etwa 2-mal so viel Ton eingebettet. Die glasigen Gebilde sind nur am Rande zu optisch positiven Fasern umkristallisiert. In den glasigen Teilen kommt wenig *Feldspat* vor, der sich in einem Falle als *Andesin* erwies. Die Feldspäte erreichen bis  $\frac{1}{3}$  mm. Grösse und enthalten mitunter grosse Glaseinschlüsse. In der sandigen Zone gibt es etwa 100  $\mu$  grosse kristalline Schieferbrocken in grösserer Menge.

Von der linken Seite dieses Grabens habe ich noch einen

andern geschichteten, dichten Tuff untersucht. Derselbe ähnelt dem vorigen, ist aber verwitterter und feinkörniger, da nur einzelne, grössere, weisse Glasfäden und Glasstückchen mit Widerhacken die Grösse von 100  $\mu$  erreichen. Es ist doppelt soviel toniger Bestandteil, wie Glas vorhanden. In geringer Menge finden sich auch 40—50  $\mu$  grosse, alte Mineralien, darunter *Muskovit*.

Der K.-Korpáder Tuffzug scheint sich auf dem Kolozser Hattert auf dem Bátelegrücken zum Lárgameierhof hinabzuziehen, dessen Fortsetzung sich nordwestlich vom Gipfel an der rechten Seite des Kolozser Tales auf den östlichen Nachbarn des Magyaros hinauf erstreckt.

In diesem Teile des Zuges kommen gröbere, fremde Sandsteinstücke und Kalkstein reichlich enthaltende Mineraltuffe vor, unter deren vulkanischen Mineralien zonar gebaute und zu verschiedenen Plagioklasarten gehörige Feldspäte: *Andesin-Oligoklas*, *Labradorit*, sowie *Biotit*, *Quarz*, *Magnetit* mit *Apatiteinschlüssen*, spärlich *Amphibol* und *Zirkon*, also diejenigen Mineralien eine grosse Rolle spielen, die wir im Visaer Eruptionszentrum kennen lernen werden. Daneben kommen auch amorphe Tuffteile (etwa  $\frac{1}{3}$ ) vor. Die unter den fremden Bestandteilen eine grosse Rolle spielenden Kalksteine sind teilweise tertiäre Versteinerungsbruchstücke, teilweise dichte, vielleicht mesozoische Kalksteinstücke. Noch mehr wie Kalkstein findet sich jedoch hier in der Regel zerdrückter *Quarz*, aus dem kristallinen Schiefergebirge, sowie *Muskovit*, Schieferstückchen, oft sericitisch veränderter alter *Feldspat*, seltener *Quarzkörnchen*. Kleiner Quarzsandstein, mitunter verkalkt, sekundäre Kalkausblühungen, aber auch oberflächliche Auflösung der Kalksteinstücke sind eine ziemlich gewöhnliche Erscheinung. Die Grösse der Mineralkörner beträgt vorherrschend  $\frac{1}{2}$  mm.

Auf Grund hiervon können wir diese in die Streichrichtung der vorhin behandelten feinen Tuffe fallenden Dacittuffe nicht mit den vorigen identifizieren, sondern wir müssen sie eher zu der tiefern (II.) Tuffgruppe zählen. Wir müssen also im Verlaufe des K.-Korpáder Tales bis zu der, an der Ostseite von Köteland sich erhebenden Ruptura eine Verwerfung annehmen. Ein nennenswerter Umstand ist auch, dass der Tuffzug des Báteleg nicht gefaltet ist, sondern sich mit tafelartiger Lagerung bis zur Südostecke des Hausgartens des Lárgameierhofes hinzieht. Seine Lagerung ist also ähnlich der der III. Tuffschicht der Magyarostafel, die 120 m über ihm folgt.



## XI. Die Dacittuffgesteine des Visaer Eruptionszentrums mit einem stratigraphischen und tektonischen Überblick.

Als eine der interessantesten Stellen des in dieser meiner Veröffentlichung eingehender behandelten Gebietes habe ich in der Richtung des nordöstlichen Endes der Antiklinale Kolozs-Köteland, den am Nordostende der Gemeinde Visa, auf dem Besitztum des Grafen GÉZA TELEKY gelegenen, etwa 380 m hohen *Surlódomb* kennen gelernt. Von hier hatte im Frühjahr 1910 zu erst mein Assistent Dr. Simon Papp Gesteine gebracht, unter welchen ich an der Breccie mit bis 8 cm grossen eruptiven Stücken und an dem überigen, groben Mineraltuffsediment sofort den Charakter dieses Ortes als eines Eruptionszentrums erkannte. Später im Herbst 1910 und neuerdings habe ich wiederholt auch selbst diesen, als Ackerfeld benützten Hügel besucht, auf dem man im Ermangelung jedes Aufschlusses nur soviel sehen kann, dass der Boden zu unterst sandig ist, sodann feinerer und gröberer Tuff folgt, welcher sich nach der Unterbrechung am sanftern Abhang der Südseite, die wohl einer kleinern Verwerfung entspricht, mit einer Zwischenlagerung von mergeligem Gestein wiederholt, so dass auch im oberen Teile des Hügel grobe Breccie vorhanden ist. Man findet hier auch zusammenhängende grössere eruptive Gesteinsstücke, die grössere Mergelbrocken enthalten. Die Dicke der groben Breccie kann auf etwa 6 m geschätzt werden. Stellenweise werden diese verschiedenen Gesteine von Chalcedonadern durchkreuzt, was — wie es scheint — eine ständige Begleiterscheinung der Eruptionszentren des Siebenbürger Beckens ist. Die Manigfaltigkeit des verschiedenartigen klastischen Materiales wird noch dadurch gesteigert, dass mit dem vorigen auch ausserordentlich feinkörniger, fast steingutartiger, weisser Tuff vorkommt. Vorherrschend grobes Dacitsediment ist am Nordostende des Surló in der Richtung der Westecke des Köriswaldes und auf dem, gegen das Köristal zu führenden Abhang zu finden, darunter grünliche Tuffstücke, wie sie unter den Désér Tuffen in grosser Menge und im kleinen im Mineraltuff der Apahidaer „MÁV“-Station vorkommen. Dieser von vulkanischen Gasen stark aufgeblasene und zum Teil aus groben Explosionsprodukten aufgebaute Hügel ist ein sehr loses, löcheriges Gebiet und bot als solches in dem trocknen Herbst des Jahres 1910 den vielen Mäusen vorzüglichen Unterschlupf.

An der Lehne des sich in der nördlichen Nachbarschaft des Surlódomb erhebenden Sóshegy findet man bereits gar nichts mehr von diesem groben Tuff. Im untern Teile desselben findet sich Mergel

mit Kochsalzausblühungen und nur auf dem Gipfel lässt sich eine dünne weisse Dacittuffschicht feststellen, unter deren Zuge ich in der südwestlichen Ecke ein südwestliches Einfallen unter  $3^{\circ}$  gemessen habe. Wenn diese Lagerung auch nicht ganz zuverlässig ist, so zeigt der Sós hely im Ganzen genommen doch tafelartigen Aufbau. Auch aus DR. HUGO v. BÖCKH's Karte muss ich schliessen, dass die Antiklinale sich hierzu nicht weiter fortsetzt, wie auch gegen S und SO zu nicht. Auch gegen Magyarkályán, ferner gegen Béré, Vajdakamarás, Mezögyéres und Mócs zu sind die Miocänschichten nicht gefaltet. Die Visaer Ausbruchsstelle scheint also grade so am Rande des bisher behandelten Kolozsvärer Beckens zu liegen, wie auch der Kolozser Farkascsúp und die Vulkane, die in der Gegend zwischen Kolozsvár und Bács den Dacittuff ausstreuten, am Rande dieses Beckens gelegen sind.

Die Gesteine des Visaer Surlódomb sind, wie bereits erwähnt, was ihre Struktur anbelangt sehr abwechslungsreich. Aber die Manigfaltigkeit erstreckt sich auch auf das Material selbst, in soweit, als ausser den gewöhnlichen biotitreichen Daciten auch solche vorkommen, in denen schon mit freiem Auge viel *Amphibol* zu sehen ist. Diese sind entweder ganz reine eruptive Gebilde oder mit sedimentärem Material vermischt. Was die Grösse der vulkanischen Gesteinstücke betrifft, findet sich hier von groben Breccien mit Bruchstücken von 8 cm Grösse an bis zum allerfeinsten pelitischen Sediment jede Art der Ausbildung, sowie vollständige Übergänge vom fast reinen Mineraltuff bis zum reinen Glastuff.

Ich habe von hier 12 Gesteinsexemplare und 17 davon verfertigte Dünnschliffe einer genauern Untersuchung unterzogen. Die Gesteine sind jedoch so verschieden, dass ich von jedem einzeln berichten muss. Als erstes möchte ich eine weisse, an der Oberfläche durch Limonit gefärbte, abgerundete, amphibolreiche Dacitstücke bis 7 cm. Grösse enthaltende, stellenweise löcherige und in 3 cm. grossen lithophysenartigen Rosen von blasigen postvulkanen Produkten überzogene Dacitbreccie vorführen. Im Dünnschliff findet man sehr abwechslungsreiche Bestandteile, namentlich in Ton übergehenden feinen Glastuff, grobe Tuffteile, Mineraltuff, ferner sphärolitische neue Bildungen. Unter den in Ton übergehenden, unkristallisierten Bimssteinstücken gibt es auch 2 mm. lange, im tuffhaltigen Teil dagegen sind bis 30  $\mu$  dicke, tonige Streifen eingeflochten. Es kommen in diesem Gestein  $1\frac{1}{2}$  mm. grosse Quarzkörner, sowie  $1\frac{1}{2}$  mm. grosse sphärolithische Quarzbildungen, letztere als Ergebnis hydrothermalen Ausscheidungen vor. Die herauspraeparierten tonigen

Teile umgeben parallel auslöschende, in ihrer Länge den Spaltrissen nach optisch negative (feldspatartige?) Gebilde von schwächerer Doppelbrechung als Kanadabalsam.

Ungefähr die Hälfte des Mineraltuffes besteht aus Mineralien von 1 mm. Grösse: *Plagioklas*, *Amphibol* und *Quarz*. Die Feldspäte zeigen häufig Zonenstruktur und enthalten bräunliche Glaseinschlüsse von negativer Kristallform mit Gasblasen, sowie *Apatit* und kleinen *Amphibol*. Von Feldspatarten habe ich *Andesin* und *Andesin-oligoklas* in einem 1 $\frac{1}{2}$  mm. grossen zonar gebauten Bruchstück bestimmt. Im Allgemeinen herrscht *Andesin*. In einem grössern Feldspat sind 15–20  $\mu$  grosse und grössere Quarzbrocken, die von umkristallisierendem Ton, der auch kleine Glastuffäden enthält, umgeben werden. Die grünlichbraunen *Amphibole* sind Hornblendes, in denen auch Apatiteinschlüsse vorhanden sind. Darunter finden sich schenkelknochenförmige Glasfäden ( $\frac{1}{3}$  mm) und umkristallisierter Ton. In den tonigen Teilen kommen auch alte, zerdrückte Quarztrümmer vor, deren Teile sich radial anzuordnen beginnen und sogar den umgebenden Ton mit neuen strahligen Quarzgebilden durchziehen. Man sieht viele Produkte pneumatolytischer Tätigkeit in diesem chaotischen Gestein.

Dem vorigen ähnliche, aber kleinere, 1–2 cm. grosse, etwas bimssteinig gebaute porphyrische Gesteinsstücke enthält ein anderer gelblicher, gleichfalls sehr löcheriger Tuff, unter dessen porphyrischen Mineralien man ausser *Feldspat* und *Quarz* bei sorgfältiger Untersuchung etwas *Biotit* und *Amphibol* finden kann. Unter dem Mikroskop kann man sehen, dass der gelblichere Teil des Gesteines gleichfalls Mineraltuff ist. Unter den 100  $\mu$  grossen, braune Glaseinschlüsse enthaltenden Feldspäten habe ich *Andesin* und *Labrador*bruchstücke von fleckiger Struktur bestimmt. Ausserdem kommen *Quarz*, *Biotit* und im bimssteinigen Teil spärlich auch *Amphibol* vor. In dem lange Bimssteinfäden enthaltenden Teil gibt es auch 7  $\mu$  dicke und bis 150  $\mu$  Länge verfolgbare amorphe Glasstreifen zwischen denen grünbraune, zu Fasern von positivem Charakter umkristallisierte tonige Streifen von viel bedeutenderer Breite vorkommen. Diese grünlich braunen Teile verbreitern sich stellenweise zu optisch positiven Sphärolithen. Weiterhin kommt in diesem Gestein *Quarzin* mit Radialstruktur und positivem Charakter und zwischen den fremden Tonpartien glimmerreiche Sandsteinbrocken vor.

In einer dritten von Surló stammenden Breccie, deren Grundmasse gleichfalls von Limonit gefärbter Mineraltuff ist, sehen wir dichte Tuffstücke bis zu 8 cm Länge, weniger Sandstein und schwarze

Schieferstücke. Secundäre Chalcidon- und Calcitadern durchziehen dieses Gestein. Auch bei mikroskopischer Untersuchung ist es der auffälligste neue Zug den vorigen Gesteinen gegenüber, dass calcitische Ausscheidungen die ursprüngliche Tuffbindemasse ersetzen. Unter den vorherrschenden Plagioklassen habe ich nach der „a“ Achse säulig ausgebildeten Andesin-Oligoklas ( $Ab^3 An^1$ ) mit polysynthetischer Albit- und Periklinzwillingsbildung bestimmt. Der Querschnitt der Feldspatsäulen ist ein, von den Flächen (001) und (010) gebildetes Quadrat, mit etwa 1 mm Seitenlänge, in die sich den Spaltrissen entlang Calcit eindringt. Der unversehrt gebliebene vulkanische Quarz zeigt die regelmässige, sog. Bipiramidenform mit abgerundeten Kanten und enthält mitunter 12  $\mu$  grosse und kleinere Glaseinschlüsse von negativer Kristallform. Auch hier kommen neben in Limonit übergehendem Biotit, grünlichbraune Amphibolbrocken, ferner Magnetit und Apatiteinschlüsse vor. Ein in den Schliff geratener, 2.5 mm. grosser quarzdioritporphyritartiger Daciteinschluss enthält einen 600  $\mu$  langen porphyrischen Plagioklas. Die Grundmasse ist ganz umkristallisiert und besteht im Wesentlichen teils aus Haufen körnigen Quarzes, teils aus sehr schief auslöschenden Plagioklasleisten, zwischen denen auch wenig grüner Chlorit vorkommt. Das schwarze, wie Tonschiefer aussehende Breccienstück erwies sich unter dem Mikroskop als quarzreicher, färbiger, limonitischer Tonschiefer, in dem nur die grössten Quarzkörner eine Länge von 40  $\mu$  erreichen. Der geringe Feldspat hat kaolinische Diagenese erlitten. Muskorit ist noch weniger, als Feldspat vorhanden. Der tonige Teil ist hier umkristallisiert und ausser verkohlten Pflanzenteilen kommen hier rote, sporenartige, schnur- und traubenartige Gruppen vor.

Das folgende untersuchte Gestein ist eine der vorigen ähnliche von Limonit gefärbte, verwitterte, jedoch kleinere Gesteinstücke enthaltende Breccie, die sich unter dem Mikroskop als etwa zur Hälfte aus Calcit bestehend erweist. Derselbe hält die 1  $\mu$  grossen und kleinern Plagioklasbruchstücke, unter denen Labradorit, ferner Quarz, und mehre, verschiedenartig ausgebildete eruptive Gesteinsbrocken zusammen. Der porphyrische Feldspat ist Andesin, die umkristallisierte Grundmasse jedoch enthält kleine Feldspatnadeln und limonitische Punkte. An andern Stellen gruppiert sich die Grundmasse zu Haufen von schief auslöschendem, strahligem Feldspat. Ausserdem finden sich darin Quarz enthaltende eruptive Gesteinstücke, mit optisch negativen Sphärolithen und fortwachsenden Feldspatmikrolithen, mit verwachsenen Konturen.

Von diesen unterscheidet sich wesentlich ein anderer hierher gehöriger, 8 mm grosser Bimsstein- und andere Gesteinstücke enthaltender, breccienartiger Mineraltuff. Unter dem Mikroskop erscheint der grösste Teil des Gesteines, als Haufen fast granitisch aussehender Dacitmineralien. Die meist zonaren, Glaseinschlüsse von negativer Kristallform enthaltenden *Plagioklase*, mit Albit- und Periklinzwillingsbildung sind ca 2 mm. gross. Der innere Kern ist abgerundet und von stärkerer Lichtbrechung, wie der von scharfen Flächen umgrenzte äussere Teil. Der innere Teil ist *Labradorit* ( $Ab_1 An_1$ ), dagegen der äussere *Andesin* ( $Ab_3 An_2$ ) sogar *Oligoklasandesin* ( $Ab_3 An_1$ ). Vulkanischer *Quarz* ist ziemlich viel vorhanden, ferner mitunter stark zusammen gedrückter, oder Zirkoneinschlüsse enthaltender *Biotit*. Auch bräunlichgrüne *Amphibol*trümmer mit Limonitrand, weiterhin *Magnetit* kommt vor. In diesem Gestein finden sich auch Bimssteinbruchstücke, weiterhin 2 mm. grosse, optisch positive Sphärolithe enthaltende Gesteinsstücke mit grossen *Biotiten*, rot gefärbten starren Trichiten und 70  $\mu$  langen aufgeblasenen perlsehnurartigen Kristalliten. Aber es finden sich darin auch andere mikrogranitische eruptive, sowie nicht eruptive Gesteinsstückchen mit undulös auslöschendem *Quarz*, *Muskovit* *Feldspat*. Der nicht eruptive Teil ist jedoch neben der sehr abwechslungsreichen eruptiven Masse verschwindend klein.

In dem Dünnschliff eines andern, 1 cm. grosse, verschiedene Breccienstücke enthaltenden Gesteines mit starkem Tongeruch findet man fast ausschliesslich Mineralien und Gesteinsstücke. So sind sehr zahlreich kleine, vulkanische, 1 mm. dicke *Feldspäte* mit Zonen und Bruchstücke derselben vorhanden, die nach der „a“-Achse gestreckt, mehrere mm Länge erreichen. Der innere Kern derselben ist *Labradorit* ( $Ab_1 An_1$ ) die äusser Hülle *Andesin* ( $Ab_3 An_2$ ) und *Andesin oligoklas* ( $Ab_2 An_1$ ) die polysynthetische Albit und Periklinzwillinge bilden. Die vulkanischen *Quarzkörner* mit Glaseinschlüssen erreichen darin eine Länge von 1.5 mm. Der *Biotit* ist rot gefärbt und enthält winzige Labradoriteinschlüsse. Kleine *Quarzkörner* und *Feldspatmikrolithe* enthaltende, von Limonit durchsetzte eruptive Brocken, ferner der Länge nach optisch positive, verwobene *Quarzfaser*n und *Chalcedon* kommen vor. Auch finden sich alte *Quarzeinschlüsse* mit verwitterten *Feldspäten* in 4 mm Grösse. Die ursprüngliche Glasmasse ist ganz in Calcit übergegangen.

Wenn auch nicht mit freiem Auge, um so mehr unter dem Mikroskop ähnelt dem vorigen das folgende hierher gehörige untersuchte Gestein, indem *Tuffkugeln* von 14 mm. Durchmesser vorkom-

men. Auf Grund von derartigen Tuffkugeln die auch im Zusammenhang mit dem Ausbruch des Vesuv im Jahre 1906 in Folge von Regentropfen entstanden, muss man diese Tuffe für das Ergebnis einer Ablagerung auf dem Festlande halten. Dies Gestein ist sosehr Mineraltuff, dass der Dünnschliff stellenweise gradezu einen granitischen Eindruck hervorruft. Unter seinen vielen schönen Feldspäten habe ich das schönste Beispiel für isomorphizonige Struktur gesehen, insoweit als der innerste kleine Kern *Labradorit-bytownit* ist, auf den eine dicke *Andesin* sodann eine *Andesin-labradorit*- und hierauf eine *Oligoklashülle* folgt und den mächtigen Kristallkörper ganz aussen noch eine dünne Schicht *Oligoklasalbit* bedeckt.

Innerhalb dieses allgemeinen Bildes kann man mit starker Vergrösserung sehr viele interessante, kleine Einzelheiten an dem sehr schönen zonaren Feldspat beobachten, namentlich mehrfache Wiederholung dünner *Andesinlabradoreschichten*, sodann eine Zone aus verschiedenen auslöschenden Schichten, die die Grenze zwischen der rechten und linken (+) Auslöschung bildet. Ausserdem gibt es noch rückläufige Auslöschung mit dünnen *Andesin*- und *Oligoklas*zonen. Die äussern Zonen sind jedoch im Allgemeinen einheitlicher wie die innern, welche letztere dünn und dicht mit einander abwechseln. Was die Kristallform dieser zonaren Feldspäte betrifft, sind an den beiden innern Arten nur die Flächen (001) und (201), an den äussern jedoch auch die die Ecken derselben abstumpfende Fläche (101) vorhanden. Der grosse Unterschied zwischen dem innern Kern und dem äussern Teil zeigt sich auch in der Doppelbrechung, insoweit als die Polarisationsfarbe des innern Teiles hellgelb, die des äussern grau ist. Über den vulkanischen *Quarz* ist nichts neues zu sagen. Manche Individuen sind mit optisch positiven Sphärolithen verklebt. Ausser Biotit kommen einige kleine, grünbraune Amphibole mit Feldspateinschlüssen, ferner Magnetit und stellenweise bimssteinige, zu optisch negativen Fasern umkristallisierte Glasstücke vor. Auch andere eruptive Brocken, namentlich 1½ mm. grosse, an Feldspatleisten reiche, andesitartige Grundmasse, 3 mm. grosse Mikrogranittrümmer, sowie in sehr geringer Menge, ältere 100 µ grosse *Muskorit*fäden neben Quarzsand, weiterhin sekundäre Verkalkung, kommen in diesem Gestein vor. Die eingeschlossenen Tuffkugeln erwiesen sich unter dem Mikroskop als feinerer Glastuff, in dem ziemlich viele sichel-, geweih-, keil-, ziegel- u. s. w. förmige, zersprengte Glasbruchstücke (100—200 µ), weiterhin selten 300 µ grosse Bimssteintrümmer in wirrer Lage in Haufen feinerer, glasiger Gebilde eingebettet sind, in welchen sich nur wenig grünliche

Tongebilde, stellenweise 10  $\mu$  grosse Mineralkörner finden. Vereinzelt kommt auch *Feldspat* bis 200  $\mu$  Grösse, mit Glaseinschlüssen, ferner *Biotit*-, *Zirkon*-, *Apatit*- und *Amphibol*trümmer, andesitartige Grundmasse und ziemlich viele, gleichmässig verstreute, zersetzte, limonitische Überreste färbiger Mineralien vor. Nicht vulkanisches Material: vereinzelt 100  $\mu$  lange Muskovitfäden, sehr selten kaolinisierte Feldspatbrocken gibt es hier nur sehr wenig. Kalkige Bildungen fehlen.

In einem andern, mit freiem Auge betrachtet dem vorigen ähnlichen Gestein fanden sich ausser dem Material des in den vorigen Gesteinen kennen gelernten Mineraltuff unter dem Mikroskop 4 mm. grosse und grössere Sandsteinstücke, die von 20—100  $\mu$  grossen Quarzindividuen gebildet werden, mit glimmerig umkristallisierender, toniger Bindemasse, limonitischen und tonigen Partien. Ausserdem kommen feinkörniger und porphyrischer Sandstein mit sehr kleinem, kalkigem, tonigem Bindemittel, ferner verwitterte eruptive Trümmer, serpentinisierte Partien optisch positive, sowie negative Sphärolithe vor. Selten finden sich schöne, grosse Quarzfasern und in diesen auch Kalkausscheidungen. Sehr schöne Chalcedon- und Quarzbildungen sind in einem andern, dichten, kalkigen, durch Limonit gefärbten Gestein in einer 5 mm. breiten Spalte ausgeschieden. Als letztes Produkt der Ausscheidung kann man im Innern der hellblauen Einkrustung, in den stellenweise zurückgebliebenen Hohlräumen kleine Quarzkristalle von unvollständiger Gestalt schon mit der Handlupe wahrnehmen. Es scheint, dass in diesen an Stelle der Kieselsäure der Tuffmasse Calciumkarbonat tritt und die ausgeschiedene Kieselsäure in den Hohlräumen die schönen Quarzgebilde zu stande bringt. Eine ähnliche Substitution habe ich auch in Kolozs in dem Steinbruch der kath. Kirche gesehen. Die Kalkkörner sind 2—4  $\mu$  klein. Vereinzelt kommen auch rote Kügelchen von offenbar organischer Abstammung vor. Zwischen den Neubildungen der Kieselsäure findet man auch schöne lutecitartige, an Flügel, Federn, Achsen und Segel erinnernde Fasergespinnste, die die erste vorherrschende Füllmasse der Hohlräume bilden.

Ganz innen sind Kristallhaufen von Quarz, in der dünnen Übergangszone jedoch einesteils Chalcedon-, andererseits Quarzfasern vorhanden, der Chalcedon in der Richtung  $\varepsilon$  des Quarz, der Quarz in der Richtung  $\omega$  gelagert. Diese Gebilde ähneln denjenigen sehr, die Dr. ERNST BALOGH im 1. Band, 1. Heft dieser Zeitschrift aus den bituminösen Kalksteinen des Siebenbürger Beckens eingehend beschrieben und in Abbildungen vorgeführt hat.

Der nächste untersuchte Tuff unterscheidet sich mit freiem Auge betrachtet wesentlich von den vorigen, insoweit als dieses Gestein nicht brecciös, sondern ein 1 mm. grosse Brocken von Dacit-mineralien, Glas und Gestein enthaltendes, mit dunkleren Punkten gesprenkeltes weisses, stellenweise rot gefärbtes Gestein ist. Dieser Mineraltuff wird geschichtet durch eine starre, dazwischen geschaltete, 10 mm. dicke, viel dichtere und weissere Tuffschicht. Unter dem Mikroskop sieht man, dass darin die z. T. umgewandelte Tuffmasse vorwaltet, worin auch Bimssteinstücke von mehr als 1 mm. Grösse zu erkennen sind. Die Masse dieses Gesteines ist zum Teil in grünlichbraunen Partien zu strahligen, faserigen, optisch positiven, sphärolithischen Gebilden umgewandelt. Auch in den Röhren des Bimssteines erscheinen stellenweise solche grünliche, optisch positive Fasern. Dazwischen sind grössere und kleinere, vorwiegend Feldspat- und andere Dacitmineraltrümmer, unregelmässig verstreut. Unter den Feldspäten habe ich *Labradorit* und *Andesin-Oligoklas* bestimmt. In manchen grossen zonaren Feldspäten gibt es ausser den Glas- auch *Biotiteinschlüsse*. Der *Quarz* ist zum Teil 100  $\mu$  gross und vulkanischer Herkunft, zum Teil wenig, kleinerer, 50  $\mu$  grosser alter zerquetschter Quarz. Diese umgeben manchmal faserige, optisch positive, neue Gebilde, deren Fasern teilweise mit dem alten Quarz verschmelzen. Es finden sich hier auch 200  $\mu$  grosse und stark gefaltete oder zerfaserte, aber zweifellos zum Dacit gehörige, kleine Biotitblättchen, sowie mehrere, kleine, gruppenweise auftretende, grünlichbraune *Amphiboltrümmer* ( $\gamma$ =dunkel bräunlichgrün,  $\beta$ =grünlichbraun,  $\alpha$ =grünlichgelb), weiterhin wenig Magnetitkörner. Ausser diesen, zu der stark vorherrschenden, einheitlichen Eruption gehörigen Teilen sind darin aus dem durchbrochenen Krustenteil stammende, sehr wenig,  $\frac{3}{4}$  mm. grosse und kleinere sericitische, wenig Quarz enthaltende Partien von Tonschiefer, ferner 1 mm. grosse und kleinere, verschieden ausgebildete Sandsteinkörner mit kieseligem Bindemittel und sehr selten Muskovit. Dies ist also ein ziemlich reines vulkanisches, klastisches Sediment, bei dem das Fallen 1 mm. grosser Körner schnell nach einander mit einem solchen von  $\frac{1}{10}$  mm. grossen Körnern abwechselte. Die Quarzgebilde sind aber sicher Produkte hydrothormaler Tätigkeit.

Ausser dem bisher behandelten feinem und gröbern, z. T. brecciösen Mineraltuff des Surlódomb habe ich von hier einen, mit freiem Auge betrachtet gelblichen, verwittert scheinenden, einförmigen Tuff untersucht, der vorherrschend aus verklebter, amorpher, nur stellenweise in beginnender Umkristallisation befindlicher Glas-



masse besteht, in der nur sehr wenig Dacitmineraltrümmer, hauptsächlich *Feldspat* bis zu  $140\ \mu$  Grösse, *Quarz*, ferner *Quarzin* bis  $150\ \mu$ ,  $60\ \mu$  lange *Biotit*fäden unregelmässig verstreut sind. Nur stellenweise kann man fädige, biegsame, verwitterte Bimssteingebilde erkennen. Auch kleine, grünlichgraue körnige Tonteilchen sind selten; kalkige Bildungen jedoch, sowie Muskovit fehlen. Auch dieses Gestein ist so beschaffen, wie diejenigen, die wir in dem südwestlich gelegenen Antiklinalenzug kennen gelernt haben. Noch mehr ähnelt dem feinsten porzellanartigen Tuff des Antiklinalenteiles westlich von Kötelend der von hier untersuchte, letzte, leichte, feinkörnige graue Tuff. Unter dem Mikroskop erweist er sich als ausserordentlich feiner, ursprünglich aus etwa  $25\ \mu$  grossen Bruchstücken bestehender, aber nachträglich zu einer amorphen, lockeren Masse verschmolzener Tuff, in dem sich wenig  $20\text{--}30\ \mu$  grosse Tonteile, spärlich  $10\ \mu$  grosse Glimmerflaumen, chloritische Schuppen und optisch positive Sphärolithbruchstücke vorfinden. Am Verlaufe sekundärer Spalten ist spärliche Kalkausscheidung und glimmerige, tonige Umkristallisation erfolgt.

Hieraus ist ersichtlich, dass auf dem Visaer Surlódomb die klastischen Gesteine, grade so wie an den übrigen Ausbruchsstellen: dem Kolozser Farkascup oder der Umgegend der Kolozsvärer Hója ausserordentlich abwechslungsreich und verhältnismässig sehr rein sind. Dies waren Meeresufer, wo während den einzelnen Phasen der Eruption nicht viel fremdes Material abgelagert wurde und daher die Tuffe verschiedener Schichten zusammentreffen. Unter den ausgeworfenen Gesteinstteilen sind ausser dem eruptiven Material, verschiedenen Sandsteinen und kleinen tonigen Gesteinsbrocken, schwarze Tonschiefer vorhanden, welche zeigen, dass die Eruption durch derartige ältere Krustenteile hindurch erfolgt ist.

Auch am Nordabhang des von Kötelend nördlich gelegenen Hügels fand ich solchen Tuff, der nicht nur mit seiner auffallenden Reinheit, sondern auch mit seinen Quarzneubildungen sehr an einzelne Gesteine des Visaer Ausbruchszentrums erinnerte. Ein solcher ist ein grösserkörniger Bimssteintuff, in dem nur wenig Mineralkörner sind, der aber kieselig umkristallisiert. In einem andern machen die etwa  $\frac{1}{2}$  mm. grossen vulkanischen zonaren *Plagioklase* und *Quarz* nur ungef.  $\frac{1}{10}$  des Gesteines aus. Selten kommt auch alter, zerdrückter Quarz vor. Die Bimssteinbrocken beginnen an den Rändern zu verkalken, aber anderseits beginnen auch die Fasern kieselig umzukristallisieren. Ein anderer von hier stammender, aber feinkörniger Tuff ist gleichfalls sehr rein, aber auch hier gibt es  $50\ \mu$

grosse optisch positive, mit schwarzem Kreuz auslöschende, faserige Kieselsphärokristalle am Rande der Hohlräume, weiterhin kleine Tridymithbildungen, andererseits beginnt er stellenweise in Kaolin überzugehen. Sehr selten kommt grüner Amphibol und zerdrückter Quarz darin vor. Ich habe von hier auch einen verkalkten, geschichteten, grauen, dichten Tuff untersucht, in dem einzelne unversehrt gebliebene, bis 30  $\mu$  lange, 40  $\mu$  breite, weisse Glasfäden, ferner weisse Bimssteinfäden zeigen, dass er ursprünglich ein loser Tuff war. Die vulkanischen Mineralien sind darin meist etwa 150  $\mu$  lang, aber es findet sich auch  $\frac{1}{3}$  mm. grosser Feldspat, mit braunen Glaseinschlüssen, worunter ich *Andesin*, *Labradorit* und *Oligoklas-Andesin* bestimmt habe. Ausser den braunen Biotitblättchen und -flaumen, kommen hier 90  $\mu$  grosse, quergebrosene Amphibolsäulensplitter, weiterhin Magnetit und vulkanischer Quarz vor. Undulös auslöschenden alten Quarz habe ich nur in einem Exemplar gefunden. Aber es finden sich verschiedene eruptive Gesteinsbrocken: braune Glaseinschlüsse, kristallitreiche Grundmassenbrocken und gelblich braunes, von Trichiten streifiges Glas.

Wenn wir nun die am Ostrande gelegenen Tuffzüge mit den Gesteinen der Visaer Ausbruchsstelle in stratigraphischer und tektonischer Beziehung in Übereinstimmung bringen wollen, so müssen wir in Betracht ziehen, dass die ausserordentlich abwechslungsreichen Gesteine des Visaer Eruptionszentrums, unter denen sich ähnliche Gebilde finden, wie die durch Regentropfen verklebten Tuffkugeln des Vesuv, wenigstens zum Teil auf *Festland gefallene* klastische vulkanische Produkte sind. Die mit dem Visaer Mineraltuff übereinstimmenden gröbern Tuffschichten können über die Visaer reform. Kirche hinaus auf dem Gebiete nördlich von Köteland verfolgt werden. Westlich und südlich von Köteland sind sie jedoch anstehend nicht bekannt. Diese tiefsten Tuffschichten, die an der Ausbruchsstelle, dem Visaer Surlódomb tiefer liegen, wie die benachbarten zu einem höhern Niveau gehörigen Tuffschichten sind also später zusammengestürzt und abgesunken.

Während für die untere Tuffschicht der fast ganz aus Dacitmaterial bestehende untere gröbere Mineraltuff sehr charakteristisch ist, so dass man auf Grund hiervon diese Serie leicht von den höher gelegenen unterscheiden kann, sind die Schichten der obern Serien, hauptsächlich von der Ausbruchsstelle entlegen, in der Umgebung des Méneshágó oder K.-Korpád — sehr ähnlich, in Folge dessen kann man die Schichtenreihe aus einzelnen Stücken nicht erkennen, es sind also für deren Horizont und Tektonik verschiedene Ausle-

gungen möglich. Im Ostflügel der sehr zusammengedrückten und verdeckten Kolozser Falte habe ich den zum dritten Tuffhorizont gehörenden Tuff nicht mit Sicherheit erkannt, daher ist die Annahme möglich, dass der Tuffzug Korpád—Visa der III. Tuffhorizont ist. Diese Bedenken verschwinden aber, wenn man die von dem Korpáder und Méneshágóer Tuffgebiet westlich gelegene tufflose Hügelreihe begelit und sich überzeugt, dass in den südlichen Brüchen der 410 m. hohen Zsigyikhügelreihe die mergeligen, sandigen Schichten am Fusse unter 60°, weiter oben aber unter 40° nach O einfallen, dass wir es hier also mit der eintönigen, tufflosen Reihe der nach W zu überschobenen Synklinale zu tun haben. Wir müssen also den K.-Korpáder grossen zusammenhängenden Tuffzug für den westlichen zurückgebogenen Flügel der auf die Kolozs-Kötelender, westlich überschobene Antiklinale folgenden, gleichfalls westlich überschobenen schiefen Falte ansehen, die ein grösserer Bruch von den tafelförmig gelagerten Schichten des Magyarozuges trennt. Der Korpád—Kötelender Zug gehört also aller Wahrscheinlichkeit nach zu der über dem groben Tuff folgenden (II.) Tuffschicht, welche als herrschende Schicht auch in der Kolozser Falte eine Rolle spielt. Die auch sonst schwach gefaltete dritte Tuffreihe ist, wie es scheint, vom Gipfel der emporgehobenen Deckenausfüllung ganz verschwunden.

## **XII. Zusammenfassung der wichtigern Ergebnisse und der sich ergebenden Schlüsse.**

Meine Untersuchungen beziehen sich zum grössten Teil auf von mir persönlich oder unter meiner Leitung gesammeltes Material, dessen Vorkommen ich möglichst genau beobachtet habe. Dies Gebiet ist geologisch nicht anziehend, was auch daraus hervorgeht, dass es auf unserer geologischen Karte auf dem Tordaer Blatt als „Salzton“, auf dem Kolozsvärer jedoch als „schieferiger Tegel mit Zwischenlagen von Sandstein, Dacittuff und Kochsalz“ auf dem ganzen grossen Gebiet mit gleichförmiger Farbe bezeichnet ist, im Ganzen mit 8 Dacittuffvorkommen, deren Richtung und Mass der Wirklichkeit nicht entsprechen. Meine Untersuchungen sind zum grössten Teil petrographische, bezw. mikroskopische, da sie sich überwiegend auf solche feinkörnige Gesteine beziehen, an denen man auf Grund der Untersuchung mit freiem Auge mehr nur Annahmen machen, als sicheres feststellen kann. Aus diesem geht hervor, dass auf diesem Gebiet ausser dem gewöhnlichen, schon seit lange be-

kannten Dacittuff untergeordnet auch Andesittuff und zwar vorwiegend Amphibolandesittuff vorkommt. Die Dacittuffe bestehen zum grössten Teil aus stark aufgeblasenen Bimssteinstücken, die entweder allein, oder öfter mit reinen, dichten Glasstücken und Bruchstücken von Dacitmineralien zusammen das Gestein bilden. Neben diesen vorherrschenden, im Wesentlichen als *Glastuffe* benennbaren Gebilden spielen diejenigen Tuffe, in denen wenigstens so viel, oder mehr Dacitmineralien, wie glasige Gebilde vorhanden sind, die ich als *Mineraltuffe* bezeichnet habe, eine untergeordnete Rolle.

Ausser diesen Bestandteilen, die zweifellos als das Material der zur Zeit der Ablagerung der betreffenden Tuffschicht tätig gewesen Vulkane zu erkennen sind, finden wir, wenn auch in untergeordneter Menge, aber ziemlich häufig in diesen Tuffen und zwar hauptsächlich in den tiefern Schichten derselben andere eruptive Trümmer, namentlich kleine Grundmassenbrocken, in denen namentlich die schiefe Auslöschung der *Plagioklasnadeln* auf einen andesitischen, vulkanischen Bestandteil, basischer als die der Dacite, schliessen lässt. Diese scheinen sosehr vom Dacitmaterial getrennt zu sein, dass man sie für das Produkt einer den Daciten vorhergehenden besondern Eruption halten muss. Aus dem häufigen Vorkommen derselben auf dem ganzen Gebiete folgere ich, dass diese vor dem Ausbruch der Dacittuffe als effusive Produkte an der Oberfläche vorkommen, dass also die spätern Daciteruptionen sie vernichtet haben, ähnlich wie der Krakatau und der Santorin ihre ersten Ausbruchprodukte zerstörten. Ausserdem kommen seltener porphyrische Mineralien enthaltende Dacitgesteinsbrocken mit mikrogranitischer oder sonstigen Grundmasse, sowie *Rhyolithstückerchen*, die der *Vlegyásza* angehören, in der herrschenden Dacittuffmasse vor.

Auf einem grossen Teil des untersuchten Gebietes findet man jedoch nicht nur solche zersprengte, klasmatische vulkanische Gebilde, sondern ausser dem Material der Dacitvulkane nehmen in grösserer oder geringerer Menge die Gesteinsbrocken älterer Rindenteile am Aufbau der Tuffschichten Anteil. So entsteht eine fast unbeschreibliche Serie verschiedener Mischgesteine, in denen zusammen mit dem Dacittuffmaterial einerseits aus dem kristallinen Schiefergebirge stammende Mineralien, hauptsächlich zerdrückter *Quarz*, *Muskovit*, *Biotit*, alter *Feldspat* und *Turmalin*, andererseits Trümmer der tertiären, der Tufferuption vorhergehenden tonigen, mergeligen oder Kalksteinsedimente des Beckens am Aufbau des Gesteins sich beteiligen. Somit kann man sandige, tonige, mergelige

Tuffe, sowie tuffhaltigen Sand, Lehm, Mergel und Kalkstein unterscheiden.

Organische Überreste spielen in diesen tuffigen, gemischten Sedimenten eine sehr untergeordnete Rolle. Dieselben sind meist Globigerinen oder unbestimmbare Pflanzenreste. In einem Falle jedoch fand sich in dem Apahidaer Padurítasteinbruch nach Professor DR. TUZSON ein *Pinus tarnociensis* ähnlicher Tannenstamm. Bei sorgfältiger Untersuchung findet man jedoch auch sehr kleine Mikroorganismen, darunter nach der Meinung Prof. APÁTHY's pilzartige Zoogloen, deren genauere Bestimmung und geologische Verwertung eine Aufgabe der Zukunft ist. Als vorzügliches Material hierzu bietet sich am Rande des Beckens ein auf dem Gebiet Kolozsvár—Györgyfalva befindlicher, blätteriger Mergel, aus organischem Schlamm entstandener *Sapropel*, in dem Diatomeen und andere Mikroorganismen reichlich vorkommen.

Die Dacittuffe sind in der Nähe der Ausbruchstellen grosskörniger. Die Feststellung der Ausbruchstellen ist ein neues und wichtiges vulkanologisches Ergebnis. Eine solche kann man genau auf dem Kolozser Farkascsup, sowie auf dem Visaer Surlódomb feststellen, dagegen kann man zwischen Kolozsvár und Szucság, auf diesem von den breiten Tälern des Szamos und Nádas stark durchfurchten Gebiet nur auf die Nähe der Ausbruchstelle hinweisen. Diese drei Ausbruchstellen sind unter ähnlichen Verhältnissen, namentlich an den drei Ecken des Kolozsvärer Beckens, am Rande entstanden. Auch diese Feststellung spricht gegen die alte Auffassung, nach der die Tuffe des Siebenbürger Beckens aus der Vlegyásza stammen. Diese Vulkane haben ihr Material in fast ausschliesslich kleine, meist unter 1 mm. grosse Stücke zersprengt, nur in der Nähe der Ausbruchstellen findet man auch grössere, eventuell einige cm. grosse Bruchstücke. Dies waren also am Meeresufer entstandene, zeitweise sicher auch unter Wasser geratene (im Meer versunkene), nach der Benennung von E. SUESS „phreatische“ Explosionsvulkane, die in ihrem Auswurfsmaterial zusammenhängendere eruptive Teile nur ausnahmsweise führen. Auch aus dem durchbrochenen Krustenteil sind kleinere und grössere, mergelige, sandige Gesteinsstücke eruptiven und sedimentären Ursprungs ausgeworfen worden. Aus dem gröben Anfangsmaterial aller drei Ausbrüche, aus dem Mineraltuff müssen wir schliessen, dass die Explosionen anfangs am heftigsten waren. Ihre Stärke erreichte aber niemals die des grössten Explosionsvulkanes der historischen Ausbrüche, der Eruption des Krakatau im Jahre 1883.

Hiefür spricht nicht nur die geringere Dicke unserer Tuffschichten, sondern auch die geringere Korngrösse. Aus der eingehenden Beschreibung von VERBECK wissen wir nämlich, dass nach dem grossen abschliessenden Ausbruch des Krakatau vom 26—28-ten August sich in der Nähe der Ausbruchsstelle eine 40—60 m. dicke ausgeworfene saure Andesitmasse (mit 61—69%  $\text{SiO}_2$ ) anhäufte, worunter sich auch 1 m<sup>3</sup> betragende Stücke fanden. Die Siebenbürgische Eruption ähnelt dagegen mehr der einleitenden, vornehmlich in Mai des Jahres 1883 sich abspielenden Phase des Krakatauausbruches, die durchschnittlich  $\frac{1}{2}$  mm. betragende, feine Tuffmasse, „Asche“ in der Nähe des Kraters lieferte.<sup>1</sup> Während sich hier also im Verlaufe der Eruption die Gewalt der Tätigkeit steigerte, wurde sie am Kolozsvärer Becken successive schwächer. Der durch die phreatischen Explosionen bedingte gemeinsame Zug beider Ausbrüche ist der, dass unter den Mineralien nur diejenigen der ersten Kristallisation auftreten und der grösste Teil der übrigen Masse zu Glas aufgeblasen wurde. Es scheint, dass hiermit die rasche chemische Änderung der Eruptivmasse beziehungsweise die Bildung sehr verschiedener Feldspatarten einhergeht. In dem 1883-er, andesitischen Produkt des Krakatau kommen nach VERBECK von Anorthit bis Albit alle Feldspatarten, ja sogar Sanidin vor. Auch die Feldspäte des in Rede stehenden Gebietes sind sehr zonenreich und die einzelnen Zonen gehören zu verschiedenen Arten: bei der Visuer Ausbruchsstelle wechseln in den aufeinander folgenden Zonen die Feldspäte von Labradorit-Bytownit bis Oligoklasalbit sehr schnell mit einander ab. Bemerkenswert ist auch, dass zusammen mit diesen Feldspäten *grüne Hornblende* erscheint, was — mit Rücksicht darauf, dass dieses Mineral in Gesteinen, die sich in grösserer Tiefe und unter grösserem Druck bilden, vorkommt — darauf deutet, dass das Magma, das diese Mineralien zu Stande brachte, ursprünglich aus grösserer Tiefe stammte. Auch die plötzliche Änderung der Feldspäte lässt auf den schnellen Wechsel der Entstehungsbedingungen und wohl nicht auf eine grosse Magmamasse schliessen. Im Verlaufe der Eruption warfen dann die phreatischen Vulkane des Kolozsvärer Beckens feinere und vielleicht gleichförmigere, sauerere Mag-

<sup>1</sup> R. D. M. Verbeek. Krakatau. I. Batavia 1885. p. 29. „Quoique le volcan fut déjà en activité depuis près de trois mois, l'épaisseur totale des matières vomies n'atteignait encore, à proximité immédiate du point d'éruption, que  $\frac{1}{4}$  mètre (1 m. d'après l'ingénieur Schuurman). Quelle différence avec la puissante éruption postérieure, qui dans l'espace de quelques heures, à 15 kilomètres de distance du volcan, amoncela la cendre à une hauteur se chiffrant par dizaines de mètres!“

maprodukte aus. Nach dem ersten Eruptionscyclus (I.) erfolgte eine längere Ruhepause. Hierauf eine neue Eruption, die jedoch bereits nur feineres und saureres Material lieferte (II.). Hierauf erfolgte nach einer neuerlichen Pause die dritte, in ihrem Material der zweiten ähnliche Tuffexplosion (III.). Mit der ausgeblasenen vulkanischen Asche vermengte sich oft in grossem Masse das Material des nahen Festlandes, wahrscheinlich kleinerer oder grösserer Inseln, das dem trocknen, warmen Klima entsprechend teils durch Luftströmungen ins Meer gelangte.

Die drei Phasen dieser Ausbrüche scheinen im grossen Ganzen an allen drei Stellen übereinzustimmen. Die erste Phase begann wahrscheinlich am Ende des untern Miocän, die zweite in der Mitte des mittlern Miocän, die dritte jedoch nach dem Vorkommen von *Errilia podolica* zu Beginn des obern Miocän. Es scheint, dass die Visser Eruption die obere Tuffschicht des in der Nähe gelegenen und tafelförmig gelagerten Gebietes der Mezöség und in der Gegend von Mós den noch höhern, vielleicht bereits unter pannonische (pontische) Schichten gehörigen Tuff geliefert hat. Auf Grund hiervon erhalten also die verschiedenen Tuffschichten stratigraphische Bedeutung. Den grössten Wert besitzt in dieser Beziehung auf dem stark gefalteten Gebiet die unterste, biotit- und amphibolreiche *Dacit*mineraltuffschicht des I. Zuges. Daneben spielen in der Umgebung von Kolozs eine ähnliche, führende Rolle die mehr nur mikroskopisch erkennbaren Amphibol- und Pyroxenandesitmineraltuffe, jedoch ohne dass jeder Andesitmineraltuff den tiefsten Tuffhorizont bedeutete. Die II. und III. Schicht sind auf dem stark gefalteten Gebiet, wo Brüche und damit im Zusammenhang auch grössere Verschiebungen vorkommen, im Falle schlechter Aufschlüsse nicht von einander zu unterscheiden. In der Reihe dieser Schichten spielt in der Gegend Kolozsvár—Györgyfalva der im obern Tuffhorizont vorkommende feine kalkige Tuff oder tuffhaltige Kalk eine charakteristische Rolle.

Die verschiedengradige sekundäre Zusammenpressung und die ungleichmässige Quantität der zwischengelagerten Sedimente machen es schwierig, sogar unmöglich, die allgemeine Mächtigkeit der Schichten zwischen den einzelnen Tuffhorizonten zu beurteilen. Auf dem tafelförmigen Gebiet können wir jedoch zwischen der II. und III. Schicht in der Gegend des Lágameierhofes etwa 120 m., zwischen der III. und IV. in der Gegend von Mezögyéres ebensoviel annehmen. Ausserdem findet man in der Nähe der Ausbruchstellen Chalcedonbildungen, oder in der Umgebung von Kolozsvár im Zu-

sammenhang mit der obersten Tuffschicht auf einem grössern Gebiet Opalbindemittel, welche auf bedeutendere Opalquellen, vielleicht auf Geysirtätigkeit, am Ende der vulkanischen Tätigkeit schliessen lassen. Über die Existenz der Geysire, die in der Umgebung von Kolozsvár auf dem von der Ausbruchsstelle östlich gelegenen Gebiet Kalkcarbonat abgelagert haben, kann ich mich auf Grund einiger Kalksteinblöcke, die aller Wahrscheinlichkeit nach als Überreste alter Geysirtrichter aufzufassen sind, bestimmter äussern. Diesen muss auch die Verkalkung einzelner Tuffschichten zugeschrieben werden. Andererseits kann die Verkalkung auch von Kalkausscheidungen, die sich in seichten Süzwasserbecken vollzogen, verursacht worden sein. Das Gebiet südöstlich von Kolozsvár, südlich vom Vértölgy, wo diese verkalkten Tuffe in grösster Ausdehnung und Dicke vorkommen, kann man vielleicht als die Depression des trocken gelegten Tuffgebietes auffassen. Die Verkalkung der obersten Tuffschichten können wir nicht als Ergebnis eines Vorganges im Meere auffassen, denn die den im Meerwasser vorwaltenden Chlorid- und Sulfatlösungen entsprechenden Kochsalz- und Gypsabscheidungen fehlen hier ganz. Aus den kontinentalen Gewässern scheiden sich bekanntlich mit Hilfe der Kohlensäure Kalkablagerungen, vorherrschend Calciumcarbonat in grosser Menge ab. Das steppenartige, trockne, warme Klima förderte diese Ausscheidung bedeutend. Dagegen ging die Verkalkung der tiefern Tuffschichten in der Nähe des Boser Salzbrunnen im Zusammenhang mit der Bildung von Ooliten und reichlicher Kochsalz- und Gypsabscheidung vor sich, ist also als maritimer Vorgang, als Halmyrogenbildung aufzufassen.

Hier wo wir im Zusammenhang mit dem Ausbruch der Gegend von Kolozsvár opalhaltige und kalkige, wässerige Ablagerungen neben einander sehen, erinnere ich mich des einzig schönen Geysirgebietes des Yellowstoneparkes der Vereinigten Staaten von Nordamerika, wo in Mitten kalkiger Kreidesedimente am Rande die Kalkablagerungen der Becken des herrlichen Geysir Mammoth hot springs und weiter drinnen im Eruptivgebiet die grosse Gruppe der Opalgeysire zu sehen sind. Bei dieser im Vergleich mit den amerikanischen Massen, ganz bescheidenen, kleinen vulkanischen Tätigkeit können wir wohl bei der Bewertung dieser Erscheinungen gleichfalls an ähnliche, im Untergrund vorhandene Gesteinsunterschiede denken. Die in den Tuffen des Südrandes so häufigen Kalkssteingerölle scheinen diese Auffassung zu bestätigen.

Die Richtung der intensiven, in dem dreieckigen Meeresbecken,



dessen Ecken von den eruptiven Centren bezeichnet werden, erfolgten Faltung war durch den Verlauf der Uferlinien des Beckens gegeben. Gegenüber der Faltung im Becken finden wir auf dem Gebiete ausserhalb desselben die Schichten in fast ganz horizontaler Lage, also in tafeliger Ausbildung.

Wenn wir den Grund der Faltung suchen, müssen wir in Betracht ziehen, dass aus den 3 Explosionstrichtern nicht nur über das Gebiet des Beckens, sondern auch darüber hinaus über ein sehr grosses Gebiet hin durchschnittlich eine 3—4 m. mächtige klastische Eruptivmasse ausgestreut wurde, also sich im Zusammenhang mit den Ausbrüchen eine sehr ansehnliche Massenumlagerung vollzog. Man muss ferner den bedeutenden Wärmeverlust bedenken, den dieser Teil der Kruste während den mächtigen Explosionen in verhältnismässig kurzer Zeit erlitt. Ich suche in diesen evidenten Erscheinungen den Grund für das Sinken des abgesonderten kleinen Beckens, das nach dem Zeugnis der in der Nähe der eruptiven Centren überall vorhandenen Salzquellen und des mächtigen Kolozser Salzkörpers zur Abscheidung einer grössern Kochsalzmasse und damit zusammen von Gyps geführt hat. In der Reihe der über der Kolozser kath. Kirche befindlichen Tuffschichten kommen abwechselnd auch dünne Gypsschichten vor, die keine Volumvergrösserung erkennen lassen, also sich höchst wahrscheinlich schon ursprünglich als Gyps und nicht als Anhydrit abgelagert haben. Mit Rücksicht darauf, dass der Anhydrit sich in einer Tiefe von wenigstens 100 m., bezw. unter wenigstens 10 Atmosphären Druck bildet, lassen die Gypsschichten auf eine Bildung in geringerer Tiefe, beziehungsweise unter geringerem Druck schliessen, was mit den dortigen Sandschichten und ihren Oolitbildungen im Einklang steht. Das Sinken kann also ein langsames, successives gewesen sein, auf welche Art sich auch DR. HUGÓ v. BÖCKH die Bildung des Siebenbürger Beckenes erklärt. Die wiederholt erwachte eruptive Tätigkeit, die an den 3 Endpunkten des Beckens, an den schwächsten Stellen, wo sich die tektonischen Linien schneiden, entstand, können wir auf die mechanischen Wirkungen, namentlich auf den auf dem Grunde des Beckens in der Tiefe vorhandenen Magmabehälter ausgeübten Druck zurückführen, der das Magma, zu dem durch die Spalten hindurch zeitweise auch das Meereswasser gelangen konnte, successive den am Rande befindlichen vulkanischen Öffnungen zuschob. Am Ende der Ausbrüche versanken auch diese Explosionskanäle, so dass gegenwärtig an jeder der 3 Ausbruchsstellen die entsprechenden Schichten tiefer liegen, als auf den benachbarten Gebieten. Am auf-

fälligsten ist der Niveauunterschied um das Kolozsvärer Centrum herum, wo er auf die oberste Tuffschicht bezogen zwischen dem der Hója und dem Szeli-seer Vorkommen 220 m. beträgt. Auch VERBECK hält um den Krater des Krakatau herum Sinken und nicht Auswurf des von der Oberfläche verschwundenen Materiales für wahrscheinlich, denn die an der Oberfläche vorhanden gewesene Basaltmasse fand er nicht in entsprechender Menge in dem ausgeworfenen Tuff. Auch östlich von dem eingesunkenen Festland auf dem Meeresboden wurde eine Senkung constatirt und dieser wird die riesige, vom Wellental bis zum Kamm 30 m. betragende Welle zugeschrieben, die an den nahen Küsten die furchtbarsten Verwüstungen anrichtete. Die Erklärung der Niveauveränderungen durch Senkungen entspricht überall, wo nicht fraglos eine Erhebung angenommen werden muss, meiner Ansicht nach viel mehr dem sich aus dem langsamen Auskühlen der Erde, dem auf ein kleineres Volumen Zusammenschrumpfen ergebenden allgemeinen Zug, wie die ewigen, oft masslosen Hebungen, mit denen viele Morphologen, oft mehr der Mode als einem natürlichen Bedürfnis folgend, operieren.

Auf Grund des Gesagten ist die Reihe der mit dem Tuffschutt zusammenhängenden Erscheinungen in dem von einer Unterseeschwelle und daraus hervorragenden Inseln begrenzten Becken die folgende. Im Becken ging anfangs eine *Senkung* und damit im Zusammenhang, in Folge des Verdampfens des lange Zeit hindurch einströmenden Meereswassers, Ausscheidung einer ansehnlichen Salzmasse vor sich. Im Verlaufe der Senkung und der tektonischen Veränderung des Beckenrandes begannen an den schwächsten Stellen, den Ecken die mit phreatischen Explosionen verbundenen *Tuffausstreunungen*, welche am heftigsten zu Beginn des Ausbruches, am Ende des untern Miocän waren. In der Mitte des Mittlern Miocän und zu Beginn des obern Miocän lebte die Tätigkeit derselben mit geringerer Kraft wieder auf, was mit der Bildung kieselsaurer Quellen und in der Umgebung von Kolozsvár mit dem Entstehen kleinerer, Kalk ablagernder *Geysire* endete. Mit der Auskühlung, dem Zusammenschrumpfen auf einen kleinern Raum erfolgte successive auch die Faltung des Beckenbodens. Bezüglich des Verlaufes der Faltung müssen wir aus den der Richtung des Randes folgenden Falten auf einen von dem starren Rand ausgehenden Druck schliessen, der zu der langsamen Erhebung des stark zusammengepressten Gebietes führte. Dies kann der Grund dafür sein, dass wir am südlichen Feleker, sowie am östlichen Visaer, Kolozskorpáder und vielleicht auch am nördlichen Rand die untern

sarmatischen Sedimente finden, wogegen ich im Innern des Beckens, vom Rande entfernter solche nicht kenne.

Zu der Annahme eines am Rande des Beckens sich erhebenden Festlandes hat mich die Beobachtung geführt, dass in der Nähe des Randes, in der Nachbarschaft der tuffhaltigen Salzablagerungen sehr viele, nicht nur aus dem Grundgebirge, sondern auch aus den tertiären Kalksedimenten stammende Brocken vorhanden sind. Es scheint also, dass sich in dem nicht gefalteten Rand unter den sarmatischen und tiefern miocänen Ablagerungen ein aus einem ältern Krustenteil stammender fester Grund befindet, der wenigstens teilweise schuld daran ist, dass dem Rande ein anderes Schicksal zuteil wurde wie dem Innern des Beckens, insoweit als er nicht sank, keine Salzablagerungen besitzt und sich nicht faltete. Die Faltung des Beckens zeigt in wesentlichen Zügen in so fern ein einheitliches Bild, als an allen drei eingehender untersuchten Seiten an den Rändern die schiefen Falten sich gegen das Innere des Beckens zu erheben und dass der Grad der Zusammenpressung am östlichen und westlichen Rand stärker ist als am südlichen und nördlichen. Bei Kolozskorpád haben wir zwei stark zusammengedrückte, unter dem Rand einfallende Falten kennen gelernt. Auch bei Kolozsvár haben ausser den gypsreichen Faltenteilen im Békás- und Cigánypatak am obern Ende des Centralfriedhof die grundlegenden grossen Erdarbeiten zu der geplanten Kapelle einen neuen, stark anschwellenden Faltenteil gut sichtbar gemacht, der die Erklärung zu den in meiner II. Veröffentlichung den Soldatenfriedhof betreffenden Angaben bietet.

Ein erwähnenswerter gemeinsamer Zug der Antiklinalen ist, dass in ihrem Verlauf sich sehr viel Tuffvorkommen finden, deren verschiedene Schichtengruppen oft nahe bei einander liegen. Aus der grössern Widerstandsfähigkeit des Tuff folgt, dass die Antiklinalenachsen gewöhnlich durch die höchsten Hügel hindurch gehen. In den Zug derselben fallen weiterhin die Salzquellen, beziehungsweise die Salzkörper, ferner die eigentümlichen, schwellenden, schlammigen, oft salzigen Quellen der Gegend, die unter starkem Druck stehen und, da sie aus tiefern Schichten entspringen, im Winter nicht einfrieren.

Das Kolozsvärer Becken zeigt im kleinen das Bild des ganzen Siebenbürger Beckens. In Anbetracht der mächtigen eruptiven Tätigkeit, die vom Ende der Kreideperiode an bis zum Ende des Tertiär sich hier abgespielt hat, erscheint es zweifellos, dass in Folge des grossen Wärmeverlustes eine Verdichtung, Schrumpfung, Erstar-

rung dieses Krustenteiles während dieser Zeit in hohen Masse erfolgen musste. Nicht nur die Antiklinalen des in Rede stehenden kleinen Beckens (siehe die Karte), sondern das von DR. BÖCKH zusammengestellte Bild der Antiklinalen des ganzen Siebenbürger Beckens zeigt, dass die Faltenzüge in viel grösserer Zahl in nord-südlicher, wie senkrecht darauf in ostwestlicher Richtung verlaufen. In dem kleinen Kolozsvärer Becken stehen den im Grossen und Ganzen nord-südlich gerichteten Falten nur die unbedeutende Vervölgyer Falte und die noch unbedeutenderen Szamosfalvaer und Apahidaer, ostwestlichen Krümmungen gegenüber. Ein ähnliches Bild zeigt das Siebenbürger Becken mit seinen zahlreichen, an den Enden sich scheinbar dem Rand anpassenden Antiklinalenzügen. In der Nähe der Südkarpaten erscheint ein ähnliches Bild auf Grund der letzten detaillierten Aufnahmsberichte des Obergeologen HALAVÁCS. Der herrschende Seitendruck fand also in westöstlicher Richtung statt, in dieser Richtung war die Zusammenpressung der Kruste grösser. Den Grund hiefür sehe ich darin, dass die eruptive Tätigkeit von Westen her, wo sie im Vlegyászazug schon in der obern Kreide begann, im Verlaufe des Tertiär immer mehr gegen Osten fortschritt, wo sie in der Hargita in der levantinischen Stufe ihren Höhepunkt erreichte.

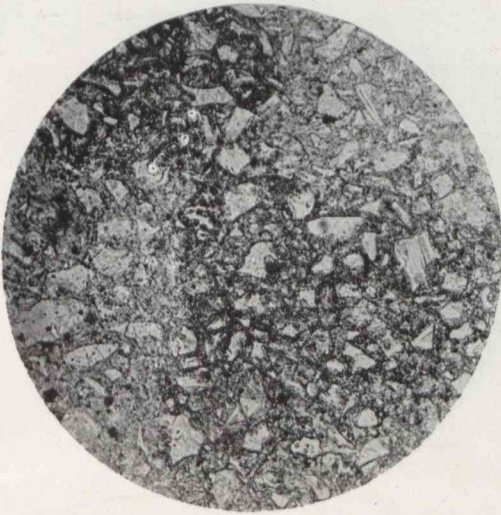
Die tafelartig gebliebenen Tuffschichten am Rande des Kolozsvärer Beckens zeigen nur ganz sanftes Einfallen. Aus der Richtung dieses Einfallens können wir am Ostrand, zwischen Kalyán und Mezögyéres gegen die ostwestliche Linie zu gleichfalls auf einen nordsüdlichen, auch nach Ablagerung der sarmatischen Schichten anhaltenden Druck schliessen. In dieser Richtung kann vielleicht, durch eine Schwelle unter dem Meere verschlossen, ursprünglich der tiefste Kanal dieses kleinen Beckens gewesen sein. Dies war offenbar auch der einleitende Grund zur Bildung des gegenwärtigen Tales. Die Richtung der Antiklinalen hat an vielen Stellen die Entwicklung des gegenwärtigen Oberflächenrelief wesentlich beeinflusst. Das Vervölgy und zum Teil auch des Szamosstal haben sich offenbar im Wesentlichen in der Richtung der ostwestlichen Falten entwickelt. DR. GABRIEL STRÖMPL hat mit seinem hervorragenden morphologischen Sinn die „Randzone“ erkannt und deren südliche und nördliche Grenze ziemlich genau festgestellt; er unterschied sie vom Gebiete der „Salzgegend“ des Beckens. Auch beobachtete er, dass sich die Falten der letztern dem Randgebiet anpassen, ohne dass er den Verlauf der Falten im Einzelnen gekannt hätte (Bericht Seite 176—188). Eine den Morphologen interessierende Erscheinung ist

auch die, dass eine der auffälligsten, rezenten Reliefformen des Siebenbürger Beckens, die Bildung der aus abgerutschten, zerrissenen Krustenteilen entstandenen, jungen von Teichen umgebenen Hügel — wie auf dem in Rede stehenden Gebiet der Bárér Agyagdomb, ferner die Reihe von Brüchen oberhalb Bós — nicht mit den stark gefalteten, sondern den auf dem tafelförmigen Rand fast horizontal gelagerten Schichten im Zusammenhang steht.

---

## Erklärung der I. und II. Tafel.

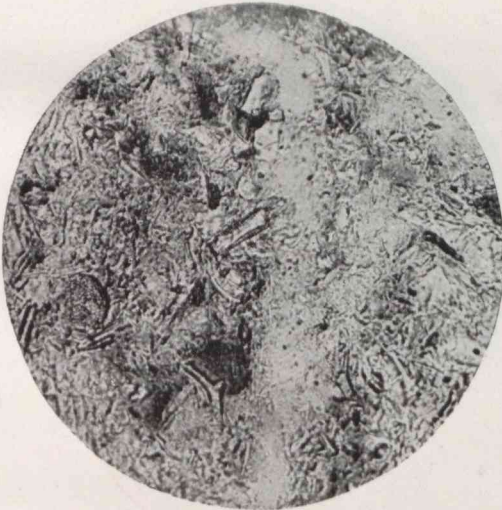
- I. 1. Verkalkter Tuff. Bis 40  $\mu$  grosse, wasserklare, z. T. fädige Bimssteinglassplitter in einen verkalkten, tonigen Teil eingebettet. Györgyfalva. Égett erdő. Gewöhnliches Licht, obere Einstellung. Vergr. 120-fach.
  - I. 2. Verkalkter Bimssteintuff, mit wenig zerdrücktem Quarz. Die grössern Bimssteinstücke ca. 250  $\mu$  lang. Szamosfalva. V. muratori. Gew. Licht. Vergr. 80-fach.
  - I. 3. Tuffmergel mit wenig 30  $\mu$  langen Glasfäden, dünnen Glimmerfetzen, Diatomeen und andern Pflanzenüberresten. Dezmér. Graben westlich unterhalb des staatlichen Meierhofes. Gew. Licht. Vergr. 380-fach.
  - I. 4. Tuffmergel. Etwa 60  $\mu$  grosse, am Rande umgewandelte Glassplitter, viele kleine Quarz- u. Kalkkörner reichlich enthaltender, umkristallisierter Ton mit  $\frac{1}{3}$  mm. grossen Foraminiferen (Rotalia) ebendort. Gew. Licht. Vergr. 65-fach.
  - I. 5. Kalkiger Tuff. Bis 40  $\mu$  grosse Glassplitter in einem, feinkörnigen kalkigen Bindemittel. Westl. vom Vervölgy auf der Wasserscheide. Gew. Licht. Vergr. 207-fach.
  - I. 6. Dasselbe bei  $\perp$  Nikols in pol. Licht zur Demonstration der relativen Menge der isotropen Glasteile.
- 
- II. 1. Amphibolandesitmineraltuff. Weisse, meist idiomorphe, z. T. zonare Plagioklaskristalle (Labradorit, Bytownit) mit Glaseinschlüssen; dunkle (in Wirklichkeit bräunlichgrüne) Amphibole; stark aufgeblasenes fädiges Glas. Györgyfalva. Hidpatak. Gew. Licht. Vergr. 26-fach.
  - II. 2. Dasselbe bei  $\perp$  Nikols in pol. Licht. zur Demonstration des Zonenbaues und der Zwillingsbildung der Feldspäte.
  - II. 3. Bimssteinige, fädige, aufgeblasene Glaspartie aus dem vorigen in gew. zerstreutem Licht. Vergr. 245-fach. Das dunkle Mineral ist Amphibol. Unten ein Limonitfleck.
  - II. 4. Bis 40  $\mu$  grosse Glassplitter, wenig Chlorit und schwarze Punkte enthaltender grüner Ton. Györgyfalva. Hidpatak. In gw. zerstreutem Licht bei tiefer Einstellung. Vergr. 365-fach.
  - II. 5. Lehmiger Dacittuff. Dünne, wasserklare  $\frac{1}{3}$  mm. grosse, z. T. verzweigte Glasfäden, gelbliche Bimssteinstückchen und Querschnitte glasiger Röhren in einem umkristallisierenden, bräunlichen, schaumig-, lehmigen Teil, in dem auch wenig 25  $\mu$  grosser zerquetschter Quarz und Glimmerfäden vorhanden sind. Kolozsvár, oberer Teil des Pleeska-Grabon. Gew. Licht. Vergr. 20-fach.
  - II. 6. In Quarz überg gehender, aus Lutecinfasern verwobener Quarzin (unten), der in Quarz übergeht, grade so wie auch der straussefederartige Chalcedon (oben links), in Mergel. Vise, Surlódomb. Bei  $\perp$  Nikols Vergr. 40-fach.
-



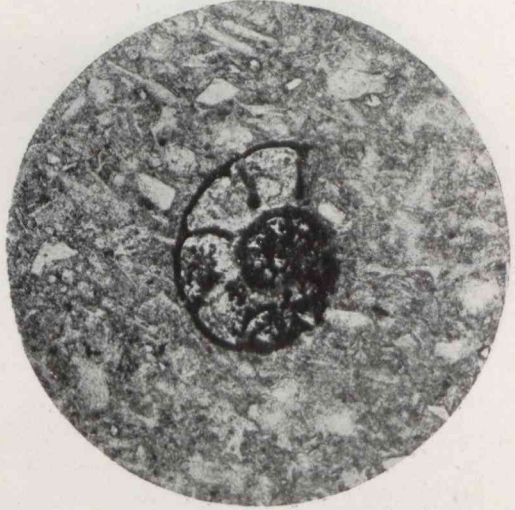
1



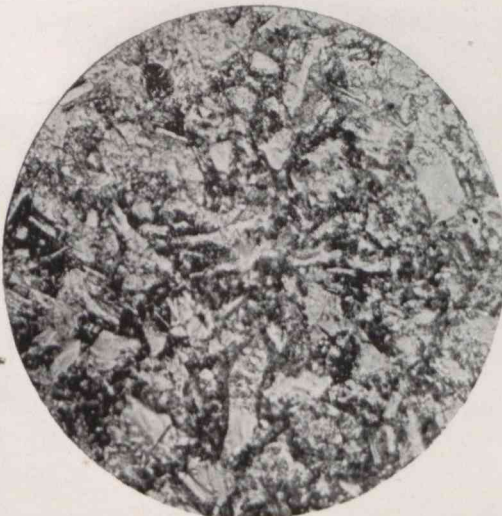
2



3



4

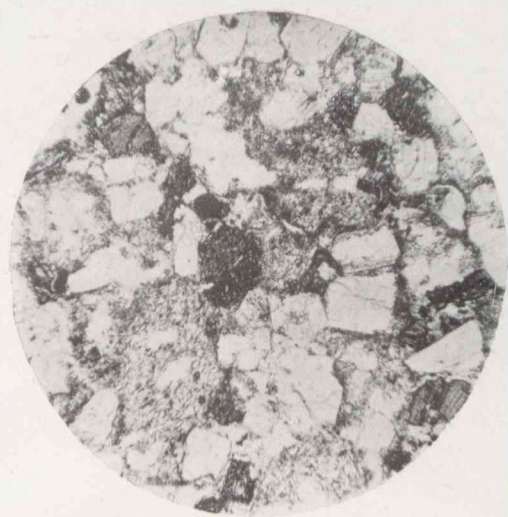


5

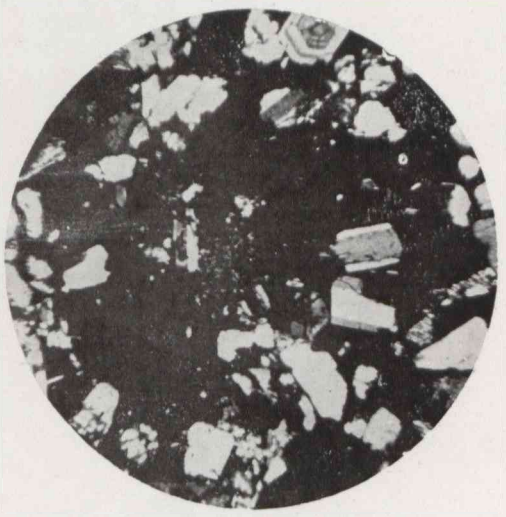


6





1



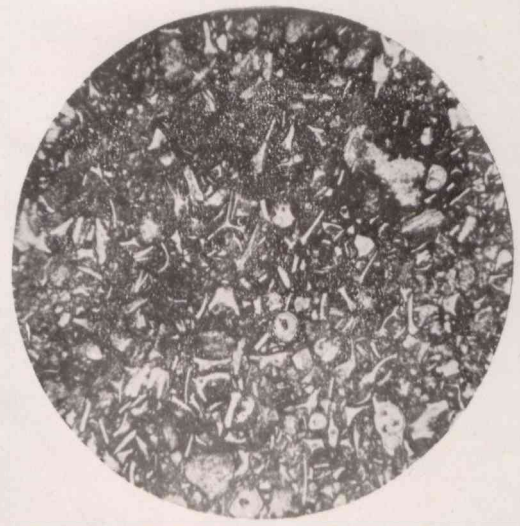
2



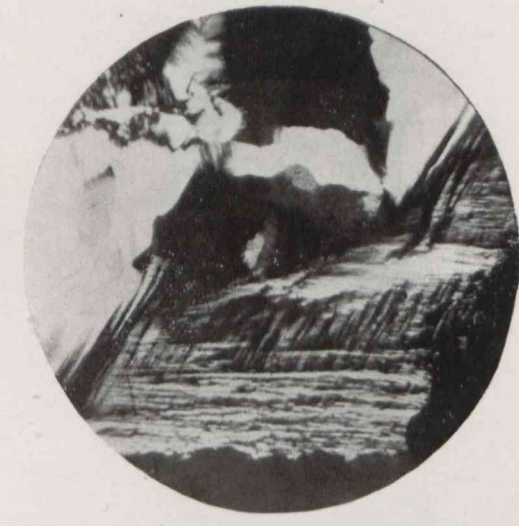
3



4



5



6